

UNIVERSIDADE DE SÃO PAULO

FACULDADE DE FILOSOFIA, LETRAS E CIÊNCIAS HUMANAS

DEPARTAMENTO DE GEOGRAFIA

AS ABORDAGENS SINTÉTICO-HISTÓRICA  
E ANALÍTICO-DINÂMICA,  
UMA PROPOSIÇÃO METODOLÓGICA PARA A  
GEOMORFOLOGIA

Antonio Gonçalves Pires Neto

Orientador: Prof. Dr. Adilson Avansi de ~~Abreu~~

TESE DE DOUTORAMENTO

São Paulo

1991

**DATILOGRAFIA:**

- Texto preliminar: Paulus Copiadora
- Quadros e tabelas: Sandra Guimarães

**REVISÃO ORTOGRÁFICA E DE ESTILO:**

Maria Aparecida Balduino Cintra

**DESENHOS E MAPAS:**

Liliana Socha

**FOTOGRAFIA:**

Fernando C. de Tacca

**EDIÇÃO FINAL:**

AD PÉ DA LETRA Editoração e Produção Gráfica S/C Ltda

R. Sales de Oliveira, 996 - Sala 5 - V. Industrial

**Telefone:** (0192) 31.7353 - Campinas - SP

**PATROCÍNIO:**

- Papel: RAL - Recursos Ambientais Ltda
- Cópias xerox: INSTITUTO GEOLÓGICO

## ABSTRACT

This study has the objective to develop in an integrated way the mapping and geomorphological analysis within a regional and detailed scale. Synthetical-Historical and Analytical-Dynamical approaches are used considering that both study levels are distinct and complementary.

The above procedure is based on the relationships between the spatial and time dimension of the relief phenomena as well as the land forms taxonomic classification and on the idea of complementarity.

This idea allows to consider that different geomorphological concepts but mutually coherent, may be used to describe the several real aspects. It is assumed that the interaction processes varies according to the different terrestrial scales.

This proposal has analysed the different landforms in order to define its historical and dynamic signification to optimize survey and mapping works of significant landforms. This optimization is done with respect to an understanding of the morphogenesis and the present morphodynamic. Cartographic representation aspects have also been suggested.

The Synthetical + Historical approach has been applied to the Atlantic Plateau area and to the Coastal Region of the São Paulo State. The existing knowledge of the area was summarized in order to subsidize the studies of the morphostructural compartmentation, the bedrock control, the recognition of the paleoclimatic effects and the evidence of the neotectonics leading to the establishment of a morphogenetical events sequence.

## RESUMO

As abordagens Sintético-Histórica e Analítico-Dinâmica aqui propostas têm por objetivo desenvolver de modo integrado o mapeamento e a análise geomorfológica, em escalas regional e de detalhe, sendo esses dois níveis de estudo distintos e complementares entre si.

Tal procedimento é embasado nas relações entre a dimensão espacial e a duração temporal dos fenômenos do relevo, na classificação taxonômica dos fatos do relevo e na idéia de complementariedade, por meio da qual conceitos geomorfológicos diferentes, mas mutuamente coerentes, podem ser utilizados para descrever os vários aspectos da realidade sem reduzir os fenômenos de uma escala em outra, uma vez que os processos de interação não são homogêneos nas várias escalas terrestres.

Com base nessa proposta, fez-se uma análise dos diferentes fatos do relevo procurando assim definir seu significado histórico e dinâmico, com o objetivo de otimizar os trabalhos de reconhecimento e mapeamento de feições de relevo significativas para o entendimento da morfogênese e da dinâmica atual, tendo em vista a importância da aplicação dos estudos geomorfológicos. A proposta compreendeu ainda a apresentação de sugestões para a representação cartográfica.

A aplicação da abordagem Sintético-Histórica foi feita em uma área do Planalto Atlântico e da Província Costeira. Os trabalhos foram iniciados com a elaboração de um sumário dos conhecimentos existentes sobre a área, a partir do qual se desenvolveu estudos que

permitiram definir a compartimentação morfoestrutural e o papel do substrato rochoso, reconhecer a ação dos paleoclimas no relevo e na formação de superfícies erosivas e pedimentos, evidenciar a participação da neotectônica novíssima e contemporânea no relevo da região e estabelecer uma sequência de eventos morfogenéticos, em que se procurou reconhecer o papel de cada um dos fatores intervenientes na gênese do relevo.

## Agradeco

Aos inesqueciveis amigos do Agrupamento de Geologia Geral do Instituto de Pesquisas Tecnológicas do Estado de São Paulo, os quais, na lida e nos bate-papos do café da D. Maria, foram de inestimável importância na minha formação:

Dirceu Pagotto Stein, Carlos Alberto Bistrichi, Waldir Lopes Ponçano, Antonio Fernando Gimenes, Mário Sergio de Melo, Lauro Kazumi Dehira, Maria do Carmo, Mirna e Damariz.

A todos aqueles que trabalharam comigo durante esses anos e que direta ou indiretamente permitiram meu aperfeiçoamento profissional. Especialmente ao Prof. Adilson Avansi de Abreu, que com paciência esperou pelo desfecho dessa Tese. Ao Prof. Antonio Christofletti que em várias oportunidades criou condições para o desenvolvimento do meu trabalho.

A Deus por todos os caminhos que me fez percorrer e por tudo que me tem dado, esperando poder realizar a minha função enquanto eu estiver por aqui.

Dedico este trabalho a todos aqueles que tenham paciência para lê-lo, esperando que possam encontrar algo de interessante e útil as suas necessidades profissionais.

# SUMARIO

## PRÓLOGO

## 1a. PARTE - A PROPOSTA

### CAPÍTULO 1 - A PERSPECTIVA CONCEITUAL E A FUNDAMENTAÇÃO

#### METODOLÓGICA 07

#### 1.1 - A Visão de Todo e o Conceito de Interação 09

#### 1.2 - O Conceito de Força Ativa, Passiva e Neutralizadora e os Fatores Intervenientes na Gênese do Relevo 13

#### 1.3 - A Complementariedade e Parcialidade das Linhas de Abordagem e dos Sistemas de Mapeamento 18

#### 1.4 - As Abordagens Sintético-Histórica e Analítico-Dinâmica 40

### CAPÍTULO 2 - O OBJETO DE ESTUDO 46

#### 2.1 - O Relevo 46

##### 2.1.1 - O substrato litoestrutural 46

##### 2.1.2 - O clima 52

##### 2.1.3 - Os movimentos neotectônicos 56

#### 2.2 - Os Componentes do Relevo 64

#### 2.3 - A Rede de Drenagem 71

##### 2.3.1 - Padrão 73

##### 2.3.2 - Densidade 77

##### 2.3.3 - Vales fluviais 84

##### 2.3.4 - Canais 92



2.4 - As Formas de Relevo	103
2.5 - Os Depósitos Correlativos	115
2.5.1 - Ação fluvial	118
2.5.2 - Ação pluvial e gravitacional	134
2.5.3 - Coberturas detríticas arenosas	140
<b>CAPÍTULO 3 - A REPRESENTAÇÃO CARTOGRAFICA</b>	<b>141</b>
3.1 - Morfografia e o Uso da Cor	141
3.2 - Morfometria	151
3.3 - Cronologia	152
3.4 - Substrato Litoestrutural	156
3.5 - Feições Lineares e Processos	158
<b>REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS</b>	<b>162</b>
<b>2a. PARTE - UM EXEMPLO DE UTILIZAÇÃO DA ABORDAGEM SINTÉTICO-HISTÓRICA</b>	<b>176</b>
<b>CAPÍTULO 4 - AREA DE ESTUDO E A ABORDAGEM SINTÉTICO-HISTORICA</b>	<b>178</b>
<b>CAPÍTULO 5 - TRABALHOS REALIZADOS E SEUS ASPECTOS METODOLÓGICOS</b>	<b>185</b>
5.1 - Trabalhos Preliminares	185
5.1.1 - Pesquisa bibliográfica	187
5.1.2 - Mapas de compilação geomorfológico e geo- lógico	189
5.1.3 - Interpretação de fotografias aéreas	
5.1.4 - Análise morfométrica e morfográfica	
5.1.5 - Análise geomorfológica de mapas topográ- ficos	193
5.2 - Trabalhos de Campo	196
5.3 - Trabalhos Finais	196

<b>CAPÍTULO 6 - COMPARTIMENTAÇÃO MORFOESTRUTURAL</b>	<b>197</b>
6.1 - Os Compartimentos Morfológicos	197
6.2 - O Substrato Litoestrutural	216
6.3 - As Morfoestruturas	225
<b>CAPÍTULO 7 - TIPOS DE RELEVO, SUAS PROPRIEDADES E SIGNIFICADOS</b>	<b>233</b>
7.1 - Relevos Erosivos	236
7.1.1 - Colinas	236
7.1.2 - Morrotes	236
7.1.3 - Morrotes e Morros	238
7.1.4 - Morros	240
7.1.5 - Morros e Montanhas	243
7.2 - Relevos de Transição: Escarpas	245
7.3 - Relevos de Deposição	249
7.4 - Relevos Insulares	251
<b>CAPÍTULO 8 - O CLIMA</b>	<b>253</b>
8.1 - As Superfícies de Erosão, Pediplanos, e os Pedimentos	253
8.1.1 - Pediplano Pd3 ou Superfície Paleogênica	254
8.1.2 - Pediplano Pd1 ou Superfície Neogênica	255
8.1.3 - Pedimentos e níveis de tetraços	256
8.2 - A Ação dos Paleoclimas	258
<b>CAPÍTULO 9 - A NEOTECTÔNICA</b>	<b>262</b>
9.1 - Evidências Reconhecidas	262
9.2 - A Movimentação Diferencial da Morfoestruturas	273
<b>CAPÍTULO 10 - CONSIDERAÇÕES FINAIS</b>	<b>278</b>
10.1 - Os Eventos Morfogenéticos	278
10.2 - Discussão dos Resultados	278
<b>REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS</b>	<b>285</b>

# ILUSTRAÇÕES

## CAPÍTULO 1

- Figura 1.1 - Escala de mapas geomorfológicos, seus conteúdos e campos de aplicação. Segundo GELLERT (in DEMECK, 1972).
- Figura 1.2 - Objetivos, conteúdo de mapas e principais pontos de estudo da abordagem Sintético-Histórica.
- Figura 1.3 - Objetivos, conteúdo de mapas e principais pontos de estudo de abordagem Analítico-Dinâmica.

## CAPÍTULO 2

- Figura 2.4 - Ordem de estabilidade dos minerais de rochas ígneas. Segundo BREWER (1964, in GIDIGASU, 1976).
- Figura 2.5 - As propriedades das rochas e sua influência na resistência ao intemperismo. Segundo LINSSEY et alii (1982, in CHORLEY et alii, 1984).
- Figura 2.6 - Distribuição espacial e interrelação entre pediplanos, pedimentos e terraços. Segundo BIGARELLA e MOUSINHO (1965).
- Figura 2.7 - Indícios geomorfológicos dos movimentos neotectônicos contemporâneos e novíssimos. Segundo JAIN (1980).
- Figura 2.8 - Variáveis que afetam a morfologia e a dinâmica fluvial. Segundo MORISAWA e VEMURI (1975, in MORISAWA, 1985).
- Figura 2.9 - Feições fluviais erosivas e deposicionais que devem ser estudadas nas abordagens Sintético-Histórica e Analítico-Dinâmica.
- Figura 2.10 - O significado genético dos padrões básicos de drenagem e dos básicos modificados. Segundo HOWARD (1967).
- Figura 2.11 - Variação na densidade de drenagem em quatro diferentes tipos de rochas: gabro (A), granito (B e B1), folheto.

(C e C1) e filito (D). Conforme RAY e FISCHER (1960 in CHORLEY et alii, 1985).

Figura 2.12 - Os padrões de textura de drenagem. Segundo SMITH (1950 in GREGORY e WALLING, 1973) e HOWARD (1967).

Figura 2.13 - Variações no tipo de textura ou densidade de drenagem em virtude do material utilizado para o traçado dos canais. Segundo GREGORY e WALLING (1973, p.47).

Figura 2.14 - Comparação da rede de drenagem obtida por vários critérios de reconstituição. Segundo PONÇANO et alii (1989).

Figura 2.15 - Secção esquemática do perfil longitudinal e de cinco tipos de perfis transversais dos vales fluviais, que são caracterizados pela relação  $F = \frac{\text{largura}}{\text{profundidade}}$

Indica-se também as principais zonas da bacia fluvial e os processos predominantes. Baseado em SCHUMM, 1977 e SCHUMM et alii, 1984 (in CHORLEY et alii, 1984).

Figura 2.16 - Feições morfológicas do perfil longitudinal dos rios e seus possíveis condicionantes.

Figura 2.17 - Padrões de perfis transversais dos vales fluviais e seus possíveis significados genéticos. Baseado em KOSTENKO (1974), SCHUMM (1977), CHRISTOFOLETTI (1981) e CHORLEY et alii (1984).

Figura 2.18 - Anomalias dos vales fluviais e seus possíveis condicionantes. Baseado em KOSTENKO (1975), CHRISTOFOLETTI (1981) e CHORLEY et alii (1985).

Figura 2.19 - Aspectos morfológicos dos canais fluviais condicionados pelas características do material do fundo e das

margens do canal. Segundo MORISAWA (1985).

Figura 2.20 - Tipos de refração e seu condicionamento na orientação dos canais fluviais sobre rocha. Segundo KOSTENKO (1975).

Figura 2.21 - Padrões de canais fluviais aluviais. Baseado em LEOPOLD et alii (1964), BRICE (1975), SCHUMM (1963 e 1981).

Figura 2.22 - Anomalias no canal fluvial e suas causas. Baseado em HOWARD (1967) e JAIN (1981).

Figura 2.23 - Relação entre a amplitude de relevo (grau de encaixamento da drenagem) e a densidade de drenagem e seu reflexo na declividade das vertentes.

Figura 2.24 - Relação entre o tamanho das formas de relevo e a densidade de drenagem na escala 1:50.000. Em rochas cristalinas Folha de Lagoinha (A); em rochas sedimentares Folha de Jaú (B).

Figura 2.25 - Classificação dos tipos de relevo. Segundo KUORNOVSKA (1969 in DEMECK, 1972).

Figura 2.26 - Classificação dos tipos de relevo adotada. Modificada de PONÇANO et alii (1979).

Figura 2.27 - Classificação espacial das encostas quanto a morfografia e os processos operantes. Segundo TROEN (1965 in BLOON, 1970).

Figura 2.28 - Superfícies geométricas do perfil das encostas. Baseado em YOUNG (1971).

Figura 2.29 - Processos de formação e processos atuantes nas superfícies geométricas elementares das vertentes. Compilado de CHORLEY et alii (1984), DARLYMPLE, BLONG & CONA-

CHER (1968 in CHRISTOFOLETTI, 1974).

Figura 2.30 - Representação esquemática dos diferentes tipos de depósitos fluviais ao longo das zonas do perfil longitudinal do rio.

Figura 2.31 - Características morfográficas e de constituição das zonas de topo e inferior dos leques aluviais. Segundo HOOKE (1967, in REINECK e SING, 1975).

Figura 2.32 - Variações morfológicas nos leques aluviais condicionadas por variações do substrato litoestrutural, pelo clima e pelo comportamento neotectônico do local.

Figura 2.33 - Tipos de leitos na planície de inundação e formas associadas à planície fluvial.

Figura 2.34 - Feições e depósitos associados à planície de inundação, formada por canais entrelaçados. Baseado em ALLEN (1970) REINECK e SINGH (1975) e MORISAWA (1985).

Figura 2.35 - Feições e depósitos associados à planície de inundação, formada por canais meandrantés. Baseado em ALLEN (1970), REINECK e SINGH (1975) e MORISAWA (1985).

Figura 2.36 - Feições morfológicas e faciológicas das planícies de inundação e suas prováveis causas.

Figura 2.37 - Relação entre terraços emparelhados e desemparelhados e seus perfis longitudinais. Compilado de CHORLEY et alii (1984).

Figura 2.38 - As fases de entalhe e preechimento dos vales, como determinante da tipologia dos terraços, durante as sucessivas etapas de formação do vale. Segundo ZONNEVELO (1975), in CHORLEY et alii, 1984).

Figura 2.39 - Perfil esquemático e constituição de colúvio. Segundo

MOUSINHO e BIGARELLA (1965).

Figura 2.40 - Características diferenciais entre cones de dejeção e tálus. segundo KUKAL (1971).

### CAPÍTULO 3

Figura 3.41 - Fragmento do mapa geomorfológico de Orgelet e detalhe fotográfico. Escala 1:25.000. Compilado de TRICART, BOURDIEC e OTTMANN, (1963).

Figura 3.42 - Legenda do mapa geomorfológico de Orgelet, (TRICART, BOURDIEC e OTTMANN, 1963).

Figura 3.43 - Proposta de utilização de cores em mapeamentos de detalhe. Segundo KLIMASZEWSKI (1963 b).

Figura 3.44 - Convenções utilizadas em mapas geomorfológicos de detalhe. Segundo GRAAFF et alii (1987).

Figura 3.45 - Fragmento do mapa geomorfológico da região alpina da Áustria, em escala 1:10 000 e detalhe fotográfico. Segundo GRAAFF et alii (1987).

Figura 3.46 - Fragmento do mapa geomorfológico de Basse Normandie em escala 1:50 000 legenda e detalhe fotográfico ampliado. Compilado de JOURNAUS (1969).

Figura 3.47 - Sugestões de símbolos, tramas texturais e letras para a representação cartográfica de feições lineares, substrato rochoso, processos morfogenéticos e tipos de formas. Proposição baseada em TRICART (1965), no Projeto de Legenda da Sub-Comissão de Mapeamento Geomorfológico da UGI (1968), VERSTAPPEN & VANZUIDAN (1975) e nos resultados cartográficos obtidos nos estudos do IPT (1982 e 1986).

Figura 3.48 - Convenções morfológicas usadas no sistema de mapeamen-

to proposto por SAVAGIER (1960 e 1965) e aplicado no extrato de carta da região de Johannesburg em escala aproximada de 1:50 000.

Figura 3.49 - Fragmento de mapa geomorfológico em escala 1:50 000, detalhe fotográfico e legenda segundo o sistema ITC-Holanda. Compilado de SALOMÉ DORSSER (1982).

Figura 3.50 - Fragmentos de mapas geomorfológicos em escala 1:50 000 (A) e em escala 1:25 000 (B), mostrando a representação do substrato rochoso em cartas em branco e preto, segundo estudos realizados pelo IPT respectivamente nos anos de 1982 e 1986.

#### CAPÍTULO 4

Figura 4.51 - Mapa de localização da área de estudo.

#### CAPÍTULO 5

Figura 5.52 - Procedimentos básicos para a execução de mapeamentos geomorfológicos. Modificado de DEMECK (1972).

#### CAPÍTULO 6

Figura 6.53 - Divisão morfológica regional. Segundo MORAES REGO (1932). serra do Mar e suas ramificações (2); Planura Litorânea (3); vale do Rio Ribeirão de Iguape (4); Terras Altas de São Paulo (5); Divisor Tiête-Paraíba (6); Vale do Paraíba (7) e Porção Superior do Sistema Santa Catarina (8).

Figura 6.54 - Divisão morfológica regional. Segundo NONBEIG (1949).

Figura 6.55 - Divisão morfológica regional. Segundo AB'SABER (1956).

Figura 6.56 - Divisão morfológica regional. Segundo AB'SABER e BERNARDES (1958).

Figura 6.57 - Divisão morfológica regional. Segundo ALMEIDA (1964).



- Figura 6.58** - Controle estrutural da distribuição das planícies costeiras paulistas. Segundo FULFARO, SEGUIO e PONÇANO (1974).
- Figura 6.59** - Condicionantes estruturais das zonas geomorfológicas definidas por ALMEIDA (1964). Segundo HASUI et alii (1977).
- Figura 6.60** - Províncias, Zonas, Subzonas e Sistemas de Relevo Reconhecidos na área de estudo. Segundo PONÇANO et alii (1981).
- Mapa 1** - Compartimentação morfológica e sistemas de relevo.
- Figura 6.61** - Compartimentação morfológica regional. Segundo RADAM-BRASIL (1983).
- Figura 6.62** - Unidades litoestratigráficas e tipos petrográficos que ocorrem na área de estudo. Segundo ALMEIDA et alii (1981).
- Mapa 2** - Substrato litoestrutural: tipos de rochas e compartimentação tectônica.
- Figura 6.63** - Características texturais e composição dos principais tipos petrográficos que ocorrem na área de estudo.
- Mapa 3** - Distribuição de morfoisoipsas e Compartimentação Morfoestrutural.
- Figura 6.64** - Limites e constituição litológica das morfoestruturas reconhecidas na área.

## CAPÍTULO 7

- Mapa 4** - Geomorfologia de Parte do Planalto Atlântico, Província Costeira e Baixada Litorânea. Tipos de Relevo.
- Figura 7.65** - Características básicas dos relevos de Colinas e Morrotes.

Figura 7.66 - Características básicas dos relevos de Morrotes e Morros.

Figura 7.67 - Características básicas dos relevos de Morros e Montanhas.

Figura 7.68 - Características básicas dos relevos de Transição: Escarpas em Espigões.

Figura 7.69 - Características básicas dos relevos de Deposição.

Figura 7.70 - Características básicas dos relevos Insulares, Ilha de São Sebastião.

#### CAPÍTULO 9

Figura 9.71 - Esquema dos deslocamentos de blocos estruturais da Serra do Mar. Segundo MARTONNE (1950).

Figura 9.72 - Esquema da geomorfogênese da Serra do Mar e Mantiqueira. Segundo FREITAS (1944).

#### CAPÍTULO 10

Figura 10.73 - Eventos morfogenéticos reconhecidos nas morfoestruturas da Serra do Quebra Cangalha, Serra do Campo Grande, Serra dos Monos, Serra do Jambeiro e Vale do Paraitinga.

Figura 10.74 - Eventos morfogenéticos reconhecidos nas morfoestruturas do Alto-Tietê-Paraibuna e Moji das Cruzes.

Figura 10.75 - Eventos morfogenéticos reconhecidos nas morfoestruturas de Ubatuba, Juqueriquerê e Jurubatuba.

Figura 10.76 - Etapas e eventos reconhecidos na evolução morfogenética regional.

## PRÓLOGO

No início do projeto da tese, tinha-se a idéia de, por intermédio de um estudo teórico e de uma pesquisa bibliográfica ampla, fazer uma revisão e uma reorientação tanto da prática quanto dos mapeamentos geomorfológicos desenvolvidos durante dez anos de trabalho no **Agrupamento de Geologia Geral** da Divisão de Minas e Geologia Aplicada, do Instituto de Pesquisas Tecnológicas do Estado de São Paulo.

A pesquisa visava estabelecer uma orientação mais sistemática para os estudos geomorfológicos ali realizados. Esses, na maior parte das vezes, estavam voltados para um conhecimento do relevo, tendo em vista a solução de problemas já existentes, quanto ao uso e ocupação do meio físico ligados à implantação de obras de engenharia.

A necessidade de estudos geomorfológicos - em muito incentivados pelo então chefe do Agrupamento, o Geólogo Waldir Lopes Poncano - permitiu que se desenvolvesse uma atividade significativa ligada aos estudos e ao mapeamento geomorfológico aplicado, que foram sumariados, no ano de 1981, num Inventário de Estudos Geomorfológicos, que marcou dez anos desta atividade dentro do Agrupamento de Geologia Geral, onde os estudos elaborados estiveram voltados para diferentes aplicações, podendo ser citados:

- estudos de implantação e de assoreamento de reservatórios;
- estudos de implantação de obras viárias;
- estudos de instabilidade de encostas;

- estudos de estabelecimento de áreas potencialmente irrigáveis;
- estudos para planejamento territorial e uso dos solos;
- além de estudos básicos e regionais.

Nesses trabalhos, várias foram as propostas metodológicas utilizadas. Num primeiro momento, a ênfase foi dada à metodologia francesa. Posteriormente, em consequência das necessidades específicas dos projetos, passou-se a adotar uma compartimentação de vertentes que se baseava nas proposições de YOUNG (1971) e de DALRYMPLE et alii (1968), visto que este método de mapeamento era o que melhor expressava os condicionantes do relevo nos estudos de processos e dinâmica atual, principalmente nos trabalhos de grande escala.

A constante necessidade de resolução dos projetos desenvolvidos levou, a partir de 1979, à adoção das proposições do CSIRO (Commonwealth Scientific and Industrial Research Organization) da Austrália, e à utilização do conceito de **Land System**, cuja idéia básica de Sistemas de Relevo foi de grande valor na execução de estudos regionais de média e pequena escala.

Embora hoje possa considerar-se que o conceito de **Land System** foi utilizado de maneira incorreta nesses trabalhos - o qual, dentro da concepção de MABBUTT e STEWART (1963), é uma aplicação e integração de estudos de várias áreas de conhecimento - um saldo positivo foi obtido, visto que o conceito efetivamente utilizado foi o de **Tipo de Relevo**, que é apontado por DEMECK (1967) como um dos níveis taxonômicos dos fatos do relevo.

A utilização de diferentes sistemas e métodos de mapeamento em virtude dos projetos, os quais coincidiam com a dimensão das

áreas estudadas e com o conteúdo dos mapas e conseqüentemente com a escala de mapeamento, foram os pontos básicos que nortearam a necessidade de se conhecer os diversos sistemas de cartografia existentes, e de se avaliar seu escopo, já que a resolução de problemas práticos indicavam para a utilização de diferentes metodologias devido a escala dos estudos realizados.

Na pesquisa iniciada em 1986, notou-se que a tônica existente na literatura indicava uma incompatibilidade dos sistemas de mapeamento, chegando a ser considerado um problema insolúvel da cartografia geomorfológica, principalmente quando da comparação entre mapas realizados em diferentes sistemas, como bem demonstram os trabalhos de DORSSER e SALOMÉ (1973) e SALOMÉ e DORSSER (1982).

Essa incompatibilidade é também apontada por outros autores, das mais variadas origens, observando-se, muitas vezes, incompatibilidades dentro de um mesmo país, como no caso da União Soviética.

Ao considerar esta questão, KLIMASZEWSKI (1982) aponta que as diferenças entre os sistemas de representação geomorfológica em muito refletem as condições específicas dos países de origem, tanto em nível de particularidades do meio físico, quanto em nível de condições institucionais de incentivo para a elaboração de cartas geomorfológicas, principalmente em cores.

Por outro lado, nota-se que o fato mais significativo para a explicação dessa diferença está intimamente ligado **as concepções teóricas que suportam a metodologia de mapeamentos**, no que elas postulam como principais componentes do relevo, e no que estes lhes fornecem de informação para a compreensão dos fatos geomorfológicos, seja em seu aspecto histórico-evolutivo, seja no dinâmico.

Nesse ponto, encontrou-se a questão básica da pesquisa, ou seja: Existe uma incompatibilidade ou uma parcialidade entre as diferentes teorias e linhas de abordagem geomorfologia?

A partir dessa questão e com base em uma perspectiva holística de análise dos fatos do relevo, desenvolveu-se uma retrospectiva conceitual e metodológica de modo a se obter os subsídios necessários para a análise dos trabalhos até então produzidos e para a consolidação de uma proposta de método de mapeamento.

Na retrospectiva conceitual procurou-se explicitar os pontos de vista adotados no trabalho. O primeiro refere-se a concepção da superfície da Terra como um Todo integrado e indivisível. O segundo é referente ao conceito de forças ativa, passiva e neutralizadora como modo de entendimento da interação entre os fatores intervenientes na gênese do relevo. O terceiro compreende a utilização da idéia de complementaridade e parcialidade, que é inerente aos modelos e teorias científicas, para a análise das teorias, linhas de abordagem e sistemas de mapeamento em Geomorfologia.

Com base nesses pontos de vista e dentro de uma perspectiva holística, chegou-se a proposição de dois níveis de abordagem, análise e mapeamento geomorfológicos que são aqui denominados: abordagem sintético-histórica e abordagem analítico-dinâmica.

Essas abordagens são complementares, pois consideram que o relevo deve ser analisado em diferentes níveis e escalas, sempre levando-se em consideração a dimensão espacial e a duração temporal do fenômeno do relevo. Assim, utilizam-se conceitos geomorfológicos diferentes, mas mutuamente coerentes, capazes de descrever os variados aspectos da realidade, e de permitir avaliar a história morfogenética e caracterizar o comportamento dinâmico sem reduzir os

fenômenos de qualquer nível ao do outro, pois os processos em operação na superfície da Terra não são homogêneos nas várias escalas terrestres.

A partir dessa fase e com base na metodologia de análise proposta, procurou-se identificar quais eram os principais elementos do relevo abordados em cada uma das concepções teóricas e o significado atribuído aos diferentes aspectos destes elementos.

Com base nessa análise, se delinearão quadros que procuram caracterizar tanto o significado histórico-evolutivo quanto o dinâmico dos fatos do relevo, as vertentes, os rios e as acumulações detriticas, que são os principais objetos de estudo da geomorfologia.

A partir da consecução da proposta metodológica realizou-se um estudo de caso no qual aplicou-se a abordagem sintético-histórica, com elaboração de um mapa geomorfológico sinóptico em escala 1:500 000.

A área de estudo compreendeu um trecho do Planalto Atlântico, da Serra do Mar e da Baixada Costeira, entre Santos e Ubatuba.

A escolha da área deve-se ao fato de ela ser bastante estudada, apresentando grande quantidade de informações disponíveis, mapas geomorfológicos e geológicos em diferentes escalas, o que permitiu uma avaliação precisa do grau de informação e problemas existentes, favorecendo, desse modo, a aplicação da proposta. Por outro lado, deve-se salientar que o autor também é bastante familiarizado com a área em virtude dos trabalhos já realizados na região, o que facilitou os trabalhos de campo.

Deve se considerar que embora hajam limitações, que poderão vir a ser suprimidas futuramente, este trabalho demonstra a eficiência da adoção de uma perspectiva holística de análise da natureza,

fato este evidenciado tanto pela atividade profissional do autor, quanto pelo aspecto teórico, onde é cristalino o caráter de complementaridade entre as diferentes teorias e linhas de abordagem e entre os diversos sistemas de mapeamento geomorfológico.



## 1a. PARTE

### A PROPOSTA

- A PERSPECTIVA CONCEITUAL E A FUNDAMENTAÇÃO METODOLÓGICA
- O OBJETO DE ESTUDO
- A REPRESENTAÇÃO CARTOGRÁFICA
- REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

## QUAL É A DIREÇÃO CORRETA ?

Certa vez o Sultão disse a Nasrudin\*:

-- As pessoas razoáveis sempre vêm as coisas da mesma maneira.

-- É exatamente este o problema das pessoas razoáveis - respondeu Hodja. -- Entre elas há aquelas que vêm uma única possibilidade quando existem potencialmente duas.

O Rei convocou os sábios do reino para que explicassem esta afirmação, mas eles acharam que Nasrudin estava apenas dizendo tolices.

No dia seguinte, Nasrudin desfilou pela cidade montando um burro de costas, isto é, com seu rosto fitando a cauda do burro.

Foi até o palácio, onde o Sultão se encontrava reunido com seus conselheiros e disse:

-- Alteza, por favor, pergunte-lhes o que acabaram de ver.

O Sultão fez o que Nasrudin lhe pedia e todos disseram:

-- Um homem que está montando seu burro de costas para a frente.

-- Eis justamente o problema - replicou Nasrudin. -- Quem pode afirmar que eu não estou corretamente montado, o burro é que está de costas, e ninguém percebeu!

-----

\* Hodja Nasrudin - personagem de contos tradicionais turcos do século XIII.

## CAPÍTULO I

### A PERSPECTIVA CONCEITUAL E A FUNDAMENTAÇÃO METODOLÓGICA

Para se estabelecer os fundamentos dos estudos aqui apresentados, foi necessário uma retrospectiva conceitual e metodológica.

A análise conceitual procurou resgatar três pontos de vista, que forneceram os subsídios necessários à fundamentação metodológica da proposta de estudo apresentada.

O primeiro se refere a visão da superfície da Terra como um "Todo" unificado e inter-relacionado, expressa no conceito de "Stratum Geográfico" apresentado por GRIGORIEV (1968), e em conceitos da Física Moderna apresentados por CAPRA (1987). O segundo diz respeito ao conceito de força ativa, passiva e neutralizadora e aos fatores intervenientes na gênese do relevo. O terceiro compreende a utilização da idéia de complementaridade e parcialidade, inerente aos modelos e teorias científicas (CAPRA 1983 e 1987) para a análise das teorias e linhas de abordagem em Geomorfologia, e dos sistemas de mapeamento geomorfológicos da Polônia, União Soviética, Romênia, Checoslováquia, França, Holanda e Alemanha.

#### 1.1 A visão de Todo e o conceito de Interação.

A superfície do planeta, como o universo, deve ser entendida como um todo dinâmico e indivisível, cujas partes estão essencialmente inter-relacionadas e só podem ser vistas num contexto dinâmico de movimento, interação e transformação. Neste contexto, são essenciais os processos de intercâmbio de matéria e energia entre os

complexos componentes do planeta, as geosferas, em cujas interfaces ocorrem as mudanças na composição das substâncias e na estrutura dos seus componentes, num inevitável processo de crescimento de complexidade. Esses processos condicionam a evolução de formas simples em complexas, ao longo do tempo geológico (GRIGORIEV, 1968).

Assim, o relevo da superfície do planeta deve ser considerado como resultante de interações que ocorrem de diferentes modos e graus de intensidade ao longo do tempo e do espaço. Refletindo transformações que se dão à velocidade da luz e ao longo do tempo geológico, seja na estrutura molecular das rochas, seja na estrutura tectônica do planeta.

Essas complexas formas de movimento da matéria são de extrema importância no condicionamento da evolução morfogênética geral, na qual se relacionam fatores cósmicos planetários e terrestres, os quais se refletem tanto no nível macro como microscópico.

Os fatores cósmicos relacionam-se a origem da Terra e do Sistema Solar, refletindo-se por meio da força gravitacional, responsável pelos movimentos perpendiculares à superfície da Terra (KOSTENKO, 1975).

O fator planetário - que se refere aos parâmetros físicos e químicos da Terra, a seu movimento de rotação e à incidência da energia solar - é o responsável pelos movimentos da atmosfera e da hidrosfera.

Os fatores terrestres, por sua vez, refletem-se na ação de fatores endógenos e exógenos, cuja interação condiciona diretamente a gênese do relevo.

A inter-relação desses fatores mostra um contínuo diferencial de tempo e de intercâmbio de matéria e energia, por intermédio

de um movimento constante, em que os ritmos cósmicos e planetários, ao interferirem no curso dos processos exógenos e endógenos, causam mudanças na superfície do planeta.

Assim, em consequência dos movimentos rotacionais da Terra, da radiação solar e da força da gravidade, desenvolvem-se os processos exogenéticos, os quais, por meio das ações da atmosfera e da hidrosfera, são responsáveis pelo intemperismo, pela preparação de detritos e remoção do material na superfície do planeta, cuja fonte de energia potencial é fornecida pelos movimentos da crosta terrestre e pela ação gravitacional.

Os movimentos da crosta terrestre criam as irregularidades fundamentais da superfície do planeta, que são a fonte de energia potencial para os processos exogenéticos. Assim, sob influência do campo gravitacional da Terra, ocorrem transformações de energia potencial em energia cinética, que é usada para a remoção do material detrítico por intermédio dos processos de erosão e denudação, que destroem as elevações e preenchem as depressões.

Através dessa contínua troca de matéria e energia, ocorrem também processos de rearranjo isostático da crosta, capazes de gerar novas irregularidades, reativando, desse modo, as fontes de energia potencial dos processos exógenos.

De par com essas interações, a ocorrência de fenômenos planetários e cósmicos de caráter cíclico atuam provocando mudanças nas condições climáticas planetárias e no nível oceânico mundial, acabando por interferir no nível de base de erosão e na energia potencial do relevo, que associado com as variações ocorridas na hidrosfera e na atmosfera, interferem de modo significativo no modelado da superfície do planeta.

Com base nesse ponto de vista, de um "Todo" integrado e dinâmico, é que se procura orientar a análise do relevo na medida em que:

"...Na física moderna, a imagem de Universo como uma máquina foi transcendida por uma visão dele como um todo dinâmico e indivisível, cujas partes estão essencialmente inter-relacionadas e só podem ser entendidas como modelos de um processo cósmico..." (CAPRA, 1987, p.86).

"...O aspecto dinâmico da matéria manifesta-se na teoria Quântica como consequência da natureza ondulatória das partículas subatômicas, e é ainda mais central na teoria da Relatividade, a qual nos mostrou que o ser da matéria não pode ser separado de sua atividade. As propriedades de seus modelos básicos, as partículas subatômicas, só podem ser entendidas num contexto dinâmico, em termos de movimento, interação e transformação..."

"...De acordo com a teoria Quântica, a matéria está sempre se agitando, nunca está imóvel. Na medida em que as coisas podem ser descritas como sendo feitas de componentes menores: moléculas, átomos e partículas - esses componentes encontram-se em um estado de contínuo movimento..." (CAPRA, 1987, p. 82-83)

Assim, "...não existem estruturas estáticas na natureza. Existe estabilidade, é a do equilíbrio dinâmico e, quanto mais penetramos na matéria, mais precisamos entender sua natureza dinâmica, a fim de compreendermos seus modelos..." (CAPRA, 1987, p. 83).

Contudo, o termo equilíbrio, que se refere à manutenção de um corpo em posição normal sem oscilações ou desvios, ou seja, sob a ação de igualdade entre forças opostas, parece ser inadequado à descrição dos fenômenos que ocorrem na superfície da Terra.

Nesse sentido, adota-se a utilização do termo interação, que se refere à ação exercida mutuamente entre duas ou mais coisas, ou seja, a ação recíproca existente entre forças.

Isto posto, considera-se que o estado estável, ou de equilíbrio, inexistente na natureza, constituindo-se numa idealização oriunda da percepção temporal do homem, que é limitada. Desse modo, este observa que o relevo em certas circunstâncias se mantém estável, sem no entanto considerar que a unidade de tempo na qual se dá a evolução das formas de relevo não é a mesma em que se dá a sua observação e, assim sendo, a aparente estabilidade observada apresenta variações e modificações que evidenciam as oscilações diminutas do contínuo estados de interação.

Portanto, ao se analisar o relevo da superfície da Terra, não se pode tomá-lo como um fenômeno estático, uma vez que expressa um universo de interações e movimentos que se dão à velocidade da luz, e ao longo do tempo geológico.

Dessa maneira a superfície da Terra, como o restante do nosso planeta, tem uma história evolutiva e, por isso, processos que ocorreram e se consubstanciaram em diferentes formas de relevo são hoje elementos intrínsecos das interações entre processos e formas observados.

## **1.2. O Conceito de Força Ativa, Passiva e Neutralizadora e os Fatores Intervenientes na Gênese do Relevo**

Com o objetivo de esclarecer como se entende aqui o processo de interação existente na superfície da Terra, torna-se necessário resgatar alguns pressupostos da física moderna no que concerne

a relação entre matéria e energia. Assim, "...a massa deixou de estar associada a uma substância material, por conseguinte, não se considera que as partículas consistam em qualquer "substância" básica: elas são vistas como feixes de energia. Entretanto, a energia está associada a atividade, a processos, o que implica que a natureza das partículas subatômicas é intrinsecamente dinâmica...". "As partículas são padrões dinâmicos, padrões da atividade que possuem um aspecto espacial e um aspecto temporal. O aspecto espacial faz com que elas se apresentem como objetos com uma certa massa, o aspecto temporal, como processos que envolvem a energia equivalente. Assim o ser da matéria e sua atividade não podem ser separados, são aspectos diferentes da mesma realidade espaço-tempo" (CAPRA, 1987, p.85).

Cabe também resgatar as palavras de HEISENBERG (in CAPRA, 1987, p.75), que considera que: "O mundo apresenta-se, pois, como um complicado tecido de eventos no qual conexões de diferentes espécies se alternam, se sobrepõem ou se combinam e, desse modo, determinam a contextura do todo".

Essas considerações, claramente permitem um paralelo com o estudo do relevo, de modo que não se pode mais considerar a natureza sob a ótica de quaisquer fatores básicos isolados, mas sim, como uma complexa teia de relações entre várias partes de um "Todo" unificado.

É dentro dessa ótica que se vê a interação entre os fatores intervenientes na gênese do relevo, em que eles atuam ora em virtude de sua massa, ora em consequência de suas energias, não podendo ser separados, visto que são aspectos diferentes da mesma realidade de espaço-tempo.



Este processo não deve ser visto de maneira rígida, uma vez que, na realidade, não existem grandes distinções quanto ao tipo de força ou energia envolvida, pois o que permite a sua interação e a produção de resultados é o fato de que elas estão em contato contínuo.

Para se visualizar os processos que ocorrem no fenômeno do relevo, deve-se considerá-lo como resultante da interação de três forças, as quais podem ser denominadas de ativa, passiva e neutralizadora.

A "Força Ativa" corresponde, num determinado momento, a uma energia em movimento que apresenta maior intensidade que a outra sobre a qual está agindo, que, no caso, funciona como "Passiva". Logo, a definição de qual é a força passiva ou ativa dependerá das características ondulatórias e energéticas das forças envolvidas no processo e da escala de fenômeno que está ocorrendo. Porém, não se concebe a atuação de qualquer força isolada de um meio ambiente, o qual inevitavelmente atuará no resultado da interação das duas forças iniciais. Tanto a "Força Ativa" sofrerá algum tipo de interferência na sua atividade, como a "Força Passiva" igualmente tenderá a atuar de forma diferente do que faria em condições de ausência total de qualquer outra força que não "Ativa". Desse modo, os fenômenos acabam por funcionar como se na realidade houvessem três forças interagindo entre si: a "Força Ativa" atuando sobre a "Passiva", sendo que ambas sofrem a ação de um conjunto de limitações, que concretizam uma terceira força, a "Neutralizadora".

Nesse sentido, em um dado tempo, poderíamos caracterizar o relevo da superfície do nosso planeta como resultante da interação de três forças, na qual a "Força Ativa" faz-se representar pelos

processos erosivos e denudacionais condicionados aos diferentes sistemas morfoclimáticos do planeta; a "Força Passiva", representada pelas rochas e estruturas herdadas da fase geológica (GUERASSIMOV 1964, in MESCERJAKOV, 1968), as quais podem ser ou não realçadas no relevo em consequência da ação da "Força Neutralizadora", aqui representada pelos movimentos neotectônicos, cujo caráter oscilatório ao longo do tempo pode intensificar ou inibir a ação das "Forças Ativas" sobre as "Forças Passivas".

Contudo, como se considera que a relação entre "Força Ativa" e "Passiva" corresponde a um determinado momento de uma energia em movimento, que apresenta maior intensidade que o outro sobre o qual está agindo, tem-se que esta relação é variável tanto em virtude do espaço como do tempo. Assim, nas zonas orogenéticas, e/ou áreas de plataformas reativadas e com estabilidade climática, a ação dos movimentos tectônicos pode ser considerada como "Força Ativa", os processos exogenéticos como "Passiva" e o embasamento litoestrutural como "Neutralizadora"; uma vez que é a sua resistência diferencial e seu arranjo estrutural que condicionarão as diferentes formas de relevo. Tal fato está associado a um determinado momento histórico do desenvolvimento dessas regiões, na medida em que os movimentos tectônicos têm caráter oscilatório, tanto em velocidade como em sentido, e cujos movimentos parecem ocorrer de forma periódica (JAIN, 1980). Dessa forma, as mudanças de condições tectônicas da crosta podem vir a mudar a relação e característica das forças atuantes na elaboração do relevo. Do mesmo modo que as oscilações climáticas podem vir a mudar o grau de intensidade dos processos exogenéticos.

Com base no papel aqui atribuído aos movimentos neotectônicos, ao substrato litoestrutural e ao clima, entende-se o relevo co-

mo resultante das interações desses três fatores, e não como uma reação de forças opostas e complementares. Esses fatores atuam por intermédio de suas energias e de sua massa, em que cada um deles pode ter uma atuação que pode ser classificada em ativa, passiva ou neutralizadora, em consequência das condições existentes nas áreas onde essas interações estão ocorrendo.

Assim, considera-se que: se estes são os principais fatores terrestres intervenientes na gênese do relevo, eles devem se manifestar nas diferentes escalas de abordagem dos estudos geomorfológicos, embora seja também verdadeiro que, em virtude da escala de análise adotada, um ou outro fator se manifeste com mais destaque.

Por outro lado, deve-se buscar nos componentes do relevo - a rede de drenagem, as formas, os depósitos correlativos - e nas suas características morfográficas e morfométricas - de constituição e distribuição - as evidências da ação desses três fatores, seja em suas interferências atuais, seja em suas ações passadas.

### 1.3. A Complementaridade e a Parcialidade das Linhas de Abordagem e dos Sistemas de Mapeamento

Como todo fenómeno natural, o relevo da superfície da Terra, em sua inerente complexidade, tem sido objeto de análise da mente humana por intermédio da pesquisa científica, que elabora teorias e modelos para explicar o seu funcionamento e sua evolução através do tempo e do espaço.

Para se entender os caminhos que tomam a pesquisa científica em seu desenrolar e a composição de elementos e pressupostos que constituem os modelos e as teorias, é necessário discutir alguns fatos a respeito do conhecimento racional, que é a base do método científico, assim como da orientação da pesquisa.

"O conhecimento racional deriva da experiência que possuímos no trato com objetos e fatos do nosso ambiente cotidiano. Ele pertence ao reino do intelecto, cuja função é discriminar, dividir, comparar, medir e categorizar. Cria-se, desse modo, um mundo de distinções intelectuais de opostos que só podem existir em mútua relação..."

"A abstração constitui uma característica crucial desse conhecimento, uma vez que, para que se possa comparar e classificar a imensa variedade de formas, estruturas e fenómenos presentes no mundo que nos cerca, não podemos levar em consideração todas as características aí existentes; somos, na verdade, levados a selecionar algumas que se revistam de maior significação. Dessa forma, construimos um mapa intelectual da realidade, no qual as coisas são reduzidas a seus perfis mais gerais. O conhecimento racional é, dessa

forma, um sistema de símbolos e conceitos abstratos, caracterizado pela estrutura sequencial e linear tão típica de nosso pensamento e de nossa fala..."

"O mundo natural compõe-se de infinitas variedades e complexidades; trata-se, na verdade, de um mundo multidimensional onde inexistem linhas retas ou formas inteiramente regulares, onde as coisas não ocorrem em sequência, mas concomitantemente; um mundo onde, segundo nos informa a Física moderna, até mesmo o espaço vazio é curvo. É claro que o nosso sistema abstrato de pensamento conceitual mostra-se incapaz de descrever ou sequer aprender integralmente essa realidade".

"Ao pensarmos acerca do mundo, deparamos com o mesmo tipo de problema que o cartógrafo quando tenta cobrir a face recurvada da Terra com uma sequência de mapas planos. Só poderemos esperar uma representação aproximada da realidade a partir de um procedimento dessa espécie, o que torna todo o conhecimento racional necessariamente limitado" (CAPRA, 1983, p.29-30).

Desse modo, como assinala CAPRA (1983), depreende-se que os métodos de análise e raciocínio lógico são incapazes de explicar, de imediato, a totalidade dos fenômenos naturais; assim, os pesquisadores isolam um determinado grupo de fenômenos e tentam construir um modelo que descreva esse grupo. Com esse procedimento, deixam de lado outros fenômenos e, por isso, o modelo não dará conta, por inteiro, da descrição integral da situação real. Os fenômenos que são postos de lado talvez apresentem efeitos tão desprezíveis, que sua inclusão não alteraria, de forma significativa, a teoria; ou talvez sejam deixados à margem pelo simples fato de não serem suficientemente bem conhecidos na época em que se procede a construção da teo-

ria.

A ciência moderna tomou consciência de que todas as teorias científicas são aproximações da verdadeira natureza da realidade, e de que cada teoria é válida em relação a uma certa gama de fenômenos. Para além desta gama, ela deixa de fornecer uma descrição satisfatória da natureza e novas teorias têm que ser encontradas para substituir a antiga, ou melhor dizendo, para ampliá-la aperfeiçoando a abordagem. Assim, os cientistas constroem uma sequência de teorias limitadas e aproximadas, ou "modelos". Cada uma mais precisa que a anterior, embora nenhuma represente uma descrição completa e final dos fenômenos naturais (CAPRA, 1987).

Como bem considera LOUIS PASTEUR (in CAPRA, 1987, p. 96) a esse respeito: "A ciência avança através de respostas provisórias, conjecturais, em direção a uma série cada vez mais sutil de perguntas que penetram cada vez mais fundo na essência dos fenômenos naturais".

Com base nas considerações acima relatadas, deve-se atentar para a parcialidade como sendo um fato inerente a qualquer modelo ou teoria científica que busque explicar os fatos e processos da natureza.

Tal situação, no âmbito da Geomorfologia, tem demonstrado que o conhecimento geomorfológico, à medida que avança, não exclui as diversas teorias geomorfológicas, mas sim evidencia seu caráter limitado, uma vez que elas se atêm a determinados aspectos da realidade, constituindo-se, na verdade, em teorias que vão se complementando e se aproximando, passo a passo, da complexidade que constitui o todo dos fenômenos do relevo.

Esses modelos e teorias que deveriam ter um caráter dinâmico, permitindo assim um avanço mais rápido do conhecimento da natureza, sofrem um viés humano, que é a dogmatização que as tornam verdades incontestes e cristalizadas e, portanto, impedem o avanço do conhecimento científico. Assim, somente após longos anos de questionamento e discussão, elas têm sua importância minimizada, permitindo que novos fatos e teorias possam ser incorporados para a explicação das complexas relações existentes na superfície da Terra.

A compreensão da gênese das formas de relevo, que constituem a superfície da Terra, tem apresentado mudanças ao longo do desenvolvimento do conhecimento geomorfológico, ao mesmo tempo que a visão de Todo vem sendo ampliada à medida que evoluem os conhecimentos, e se descobre a maior ou menor interdependência entre as diversas formas e processos.

É com base nessas ponderações que o trabalho aqui desenvolvido tem como perspectiva incorporar o conteúdo das diferentes teorias geomorfológicas e linhas de abordagem hoje existentes dentro da Geomorfologia, para poder compreender a atuação dos fatores intervenientes na gênese do relevo. Uma vez que "conceitos diferentes, mas mutuamente coerentes, podem ser utilizados para descrever diferentes aspectos e níveis da realidade, sem que seja necessário reduzir os fenômenos de qualquer nível ao de um outro" (CAPRA, 1987, p.91)

Dentro da perspectiva adotada neste estudo, onde se considera que as teorias e linhas de abordagem geomorfológicas são parciais e complementares, pode-se afirmar que elas, ao longo de seu desenvolvimento, têm procurado, passo a passo, aproximar-se da realidade dos fenômenos do relevo, embora muitos entendam que elas são antagônicas e incompatíveis.

Por longo tempo, a estrutura da Terra foi considerada responsável pelas formas de relevo, sendo somente no fim do século XVIII que se começou a perceber uma inter-relação entre formas e processos, cabendo a JOHN PLAYFAIR (1748 - 1819 in CHRISTOFOLETTI, 1972) reconhecer o caráter erosivo dos rios na elaboração dos vales.

RUTIMEYER (1869 in CHRISTOFOLETTI, 1972) observa que os vales são os principais elementos da formação do relevo, quando estes não são causados por atividade endogenética, ou seja, ele considera os vales como exógenos e dependentes da energia solar.

Nesta época, JAMES POWELL (1834 - 1902 in CHRISTOFOLETTI, 1972) especifica a influência do substrato geológico no condicionamento das formas e no desenvolvimento dos vales; G.K. GILBERT (1843 - 1918 in CHRISTOFOLETTI, 1972) estabelece as relações entre os vales e as vertentes, enquanto que C.E. DUTTON (1841 - 1912 in CHRISTOFOLETTI, 1972) reconhece o papel da erosão na compensação isostática.

Contudo, cabe a DAVIS (1899), pela primeira vez, formular um modelo morfogenético onde se considera o relevo como resultado da interação de três elementos: a estrutura geológica, os processos fluviais e o tempo; concebendo as rochas como massas passivas, os processos fluviais como elemento destrutivo, enquanto que a duração temporal desta interação, que se daria após um soerguimento tectônico rápido da crosta, seria a responsável pelo desenvolvimento das formas de relevo, característica dos seus três estágios de evolução. Assim, no início do ciclo; estágio jovem, o rio apresentaria uma pequena carga que aumentaria rapidamente em quantidade e dimensão dos detritos. Durante o início do estágio maduro, ocorreria um contínuo aumento de carga, porém, não na dimensão dos sedimentos.



Após a maturidade, a carga diminuiria continuamente em quantidade e tamanho, de modo que, no estágio senil, a carga seria muito pequena, constituída por sedimentos finos transportados em suspensão e solução.

Com base neste fato, pode-se considerar que os estágios propostos por ele não eram apenas descritivos, mas procuravam também nortear a análise dinâmica uma vez que a cada estágio evolutivo correspondia uma gama determinada de formas e processos com relações específicas entre o gradiente do perfil, o volume, a quantidade, a textura e a carga do rio.

Para PENCK (1953), o relevo surgia como resultado da interação das forças endógenas, expressada por meio dos movimentos crustais, e das forças exógenas, responsáveis pelos processos de preparação do material e pela desnudação. A interação dessas forças opostas e mutuamente dependentes, atuando de modo contínuo, tenderiam a um equilíbrio físico que se expressaria na superfície da Terra pelas formas denudacionais e pelos depósitos correlativos.

PENCK (1953) considerou que a atuação dos fatores endógenos ocorre de dois modos: um dinâmico, causado pelos movimentos tectônicos atuais da crosta, e outro estático, relacionado à composição litológica e ao arranjo estrutural do substrato rochoso. A ação exógena, para ele, estava relacionada ao clima, o qual poderia alterar a relação entre os processos denudacionais, porém, não produziria mudanças fundamentais nas formas das vertentes, as quais, por suas características de forma de perfil, de gradiente e de depósitos correlativos; indicariam diferentes situações genéticas quanto a predominância de movimentação tectônica, de subsidência e/ou de soerguimento.

Considera-se aqui que é inegável a importância do trabalho de W.M. DAVIS, principalmente no que se refere a sistematização dos conhecimentos e idéias existente em sua época. Embora ele tivesse uma visão catastrofista do modo de atuação dos movimentos tectônicos formadores do relevo, seu trabalho trouxe importantes conhecimentos sobre a relação entre o substrato rochoso, padrões de drenagem e formas de relevo, que têm significado real e não podem ser abandonados pela análise geomorfológica moderna.

Por sua vez, o trabalho de W. PENCK aprimora a idéia da influência dos movimentos tectônicos na elaboração do relevo, enriquecendo a análise geomorfológica com a introdução da idéia de interações dinâmicas do relevo, e com o conceito de depósito correlativo.

As proposições de W.M. DAVIS e W. PENCK, de caráter eminentemente histórico, marcaram o início do desenvolvimento da Teoria Geomorfológica, e um dos seus estágios, quando os estudos foram fortemente marcados pela relação: formas de relevo - substrato rochoso - movimentos tectônicos, e estavam direcionados para a compreensão da evolução do relevo ao longo de períodos de tempo cíclicos e por conseguinte envolviam o estudo de grandes áreas.

Nesse processo de aproximação das teorias e modelos geomorfológicos da totalidade dos fenômenos do relevo, é a abordagem climática e climatogenética que, pela primeira vez, trata de modo integrado tanto os aspectos históricos do relevo como a sua dinâmica.

Essa abordagem acrescenta novos pressupostos à análise do relevo, uma vez que os fatores climáticos foram desconsiderados na abordagem davisiana e considerados parcialmente na abordagem de W. PENCK.

Assim, ela, procura estabelecer claramente a relação forma-processo, ao mesmo tempo que procura explicar o relevo com base na história paleoclimática a que o substrato rochoso esteve sujeito ao longo dos tempos cenozóicos.

Para BUDEL (1982), o relevo era elaborado pela ação da denudação, transporte e sedimentação, ou seja, os processos exogenéticos, comandados pela energia solar e pela atmosfera, eram seus principais elaboradores, tendo os processos endógenos uma importância secundária.

Contudo, cabe a TRICART (1965 e 1968) uma ampliação dessa abordagem, quando integra, em suas perspectivas evolutivas do relevo, a importância do condicionamento estrutural no modelado morfoclimático e retoma as idéias de PENCK (1953) sobre a interação entre forças endógenas e exógenas. Sua contribuição avança ainda mais quando caracteriza o que denominou de "evolução morfogenética geral" e "evolução morfogenética em sistemas morfoclimáticos". A primeira, é consequência da atuação da gravidade, da atmosfera e da hidrosfera, enquanto que a segunda é dada pela abrasão, pelo transporte e pela deposição, em virtude da ação quantitativa (intensidade) e qualitativa (natureza) dos processos.

Porém, a Geomorfologia Climática e Climatogenética acaba por esgotar o seu objetivo, na medida em que consegue não só demonstrar a importância dos fenômenos climáticos e paleoclimáticos na esculturação dos relevos, bem como estabelecer as relações entre os domínios morfoclimáticos terrestres e os processos morfogenéticos atuais.

Desse modo, ela abre o caminho para uma perspectiva de análise do relevo em que se busca avaliar o balanço energético entre as

variáveis climáticas e a intensidade dos processos morfogenéticos e suas relações com as formas de relevo. Esta visão, já vislumbrada por GILBERT (1880), só então pôde vir a ser plenamente desenvolvida com o advento da abordagem sistêmica.

Os autores soviéticos, embora tenham adotado as perspectivas teóricas de PENCK (1953), o que dá à análise de relevo um caráter até certo modo histórico, avançaram ao considerar que os movimentos crustais têm grande importância na dinâmica atual do relevo.

A abordagem Geomorfológica Soviética, desenvolvida como um aprimoramento e detalhamento das propostas de PENCK (1953) tem um grande significado quando incorporada ao conjunto das demais abordagens geomorfológicas.

Tal importância se deve ao fato dos trabalhos de MESCHERJAKOV (1968), KOSTENKO (1975) e JAIN (1980) envolverem uma análise morfoestrutural bastante eficiente, em que os estudos elaborados nos mais variados níveis e escalas evidenciam a ação dos movimentos neotectônicos na dinâmica atual do relevo. Esta visão, utilizada em diversos campos de aplicação da Geomorfologia Soviética, constitui um importante complemento aos métodos de análise geomorfológica existentes no ocidente - onde os estudos são efetuados basicamente dentro de uma ótica que avalia formas, processos e clima, por não haver uma abordagem efetiva para avaliação dos condicionantes morfo-tectônicos do relevo.

A abordagem sistêmica, que surgiu em decorrência da necessidade de estudos processuais mais detalhados, desenvolve-se plenamente a partir da Geomorfologia Climática e Climatogenética, marcando uma nova fase no desenvolvimento da teoria geomorfológica, na medida em que incorpora conceitos de troca de matéria e energia nos pro-

cessos de elaboração do relevo e traz a discussão das relações tempo-espaco como um aspecto preponderante na caracterização do estudo geomorfológico a ser realizado.

No que se refere a análise do relevo, a Geomorfologia Sistêmica tem como escopo principal o estudo de aspectos localizados do relevo, como bacias de drenagem e vertentes, nas quais é possível, por meio da mensuração e quantificação, uma análise detalhada da interação dos agentes e fatores intervenientes no relevo.

Desse modo, acaba por se limitar ao estudo de pequenas áreas, o que, contudo, compatível com os conceitos de Equilíbrio Dinâmico e de Estado de Estabilidade, que envolvem curtos períodos de tempo.

Assim, os principais elementos de estudo dessa abordagem são os processos contemporâneos e o comportamento dos materiais terrestres; pois considera-se que, a partir da observação direta desses elementos, pode-se entender a manutenção e as mudanças das formas de relevo.

Nessa perspectiva, é função das formas de relevo refletir as substâncias que as constituem e as circunstâncias em que elas se produzem, se mantêm e se transformam.

A ênfase dada pela abordagem sistêmica aos processos erosivos e suas relações espaciais levou a um equívoco quanto ao papel do tempo nos sistemas geomorfológicos, fato que foi apontado por SCHUMM e LICHTY (1973, p.44), que consideram que: "não obstante as formas de relevo serem sistemas físicos, e poderem ser estudados pelas informações que fornecem durante o presente momento do tempo geológico, eles são, também, análogos aos organismos, porque são sistemas influenciados pela história. Portanto, um estudo de processo deve

procurar relatar causalidade para a evolução sistêmica".

Para SCHUMM e LICHTY (1973, p.44), é importante considerar tanto o tempo como o espaço no estudo dos sistemas geomórficos na medida em que "...distinções entre causa e efeito no modelado das formas de relevo dependem do espaço de tempo envolvido e da grandeza do sistema geomórfico em consideração; isso porque, desde que se alterem as dimensões de tempo e de espaço, as relações de causa e efeito podem ser obscurecidas, ou mesmo revertidas, e o próprio sistema pode ser diferentemente descrito".

Para ilustrar essa perspectiva, eles desenvolvem a análise das variáveis de uma bacia de drenagem hipotética, de modo a demonstrar que os conceitos temporais de ciclo de erosão e atemporais de equilíbrio dinâmico não são mutuamente exclusivos, e analisam essas variáveis em três períodos de tempo que denominaram : cíclico, equilibrado e de estabilidade.

O tempo cíclico representa um longo período de tempo comparável ao tempo geológico, mas devendo ser considerado como se estendendo do presente até o início do ciclo de erosão. Este mesmo período para KENNEDY e BROOKS (1963 in SCHUMM e LICHTY, 1973) seria definido como se iniciando há um milhão de anos e estendendo-se até o presente. Com referência à relação entre o espaço ou área durante o tempo cíclico, os autores postulam que tanto se pode considerar o sistema de drenagem inteiro, como apenas alguns de seus componentes.

"O período de tempo equilibrado refere-se a um curto período de tempo cíclico, durante o qual existe uma condição ajustada ou de equilíbrio dinâmico, isto é, as formas de relevo alcançaram um equilíbrio dinâmico com respeito aos processos atuantes sobre elas" (SCHUMM e LICHTY, 1973, p.50). Para KENNEDY e BROOKS (1963), este

período seria arbitrariamente considerado como desenvolvendo-se nos últimos mil anos.

"A medida que um ciclo de erosão se desenvolve, mais e mais a paisagem deve aproximar-se de um equilíbrio dinâmico, ou seja, a proporção de formas ajustadas deve aumentar, e é razoável que as condições temporárias de equilíbrio se tornem mais frequentes com o passar do tempo. Contudo, parece que, durante esse período, a condição de equilíbrio pode ser aplicada apenas aos componentes da bacia de drenagem. O sistema inteiro não pode ser considerado como equilibrado por causa da progressiva redução do relevo, ou volume do sistema, além do nível de base, o que ocorre através da saída de sedimentos do sistema. O perfil de uma vertente, ou de um rio, contudo, pode estar equilibrado. Portanto, na perspectiva do tempo cíclico, quando nenhuma restrição foi colocada no espaço ou área considerada, o tempo de equilíbrio é restrito aos componentes dos sistemas ou às áreas muito pequenas" (SCHUMM e LICHTY, 1973, p.51).

No período de estabilidade, deve ocorrer um verdadeiro estado de estabilidade, o que só é observado em curtos períodos de tempo, onde nenhuma das variáveis sofre alteração, e, no caso específico, este estado aplica-se somente a alguns componentes da bacia hidrográfica - onde somente a descarga d'água e sedimentos são variáveis dependentes - e a segmentos de vertentes que podem permanecer com o mesmo ângulo de inclinação e que atuam nos declives de transporte (estado estável) ou podem recuar paralelamente mantendo suas formas (equilíbrio dinâmico), de modo que, somente em curtos períodos de tempo e em pequenas áreas, o estado de estabilidade pode ser mantido. Para KENNEDY e BROOKS (1963 in SCHUMM e LIGHTY, 1973), este período de tempo é definido como sendo de um ano ou menos.

Com o objetivo de resolver a questão histórica, dentro da abordagem sistêmica, SCHUMM e LICHTY (1973, p.47) consideram ser apenas necessário pensar em áreas grandes e pequenas, ou de longos e curtos períodos de tempo. "Uma escolha deve então ser feita: se apenas os componentes da paisagem serão considerados, ou se o sistema é para ser considerado como um todo. Também, outra opção deve ser feita, como a de considerar as formas de relevo e os modernos processos erosivos, ou considerar a origem e a subsequente história erosiva do sistema".

Como consequência dessa necessidade de escolha, CHORLEY et alii (1984) vêm definir o que consideram como sendo as duas maiores bases conceituais da pesquisa geomorfológica - a abordagem histórica e a "funcional" - encadeando, a partir desses conceitos toda uma discussão quanto a relação entre a dimensão espacial do fato do relevo, a duração dos fenômenos geomorfológicos e a escala.

No que se refere as escalas espaciais, consideram que, como o tempo, não são passivas, nem são meramente uma distinção entre diferentes níveis de investigação. Para eles, as escalas espaciais têm características intrínsecas de estrutura e processo, de modo que escalas de espaço diferentes tratam de variáveis dominantes diversas, permitem níveis de generalizações diferenciados e a identificação de diferentes problemas. Tais considerações resultam do fato de que os processos em operação não são homogêneos nas várias escalas terrestres, de sorte que os contrastes espaciais em Geomorfologia têm relação intrínseca com os contrastes temporais.

Assim, estudos de formas de relevo em escalas regionais, que compreendem longo período de tempo e grandes espaços, são alvos de extensas explicações históricas, enquanto que estudos de formas de



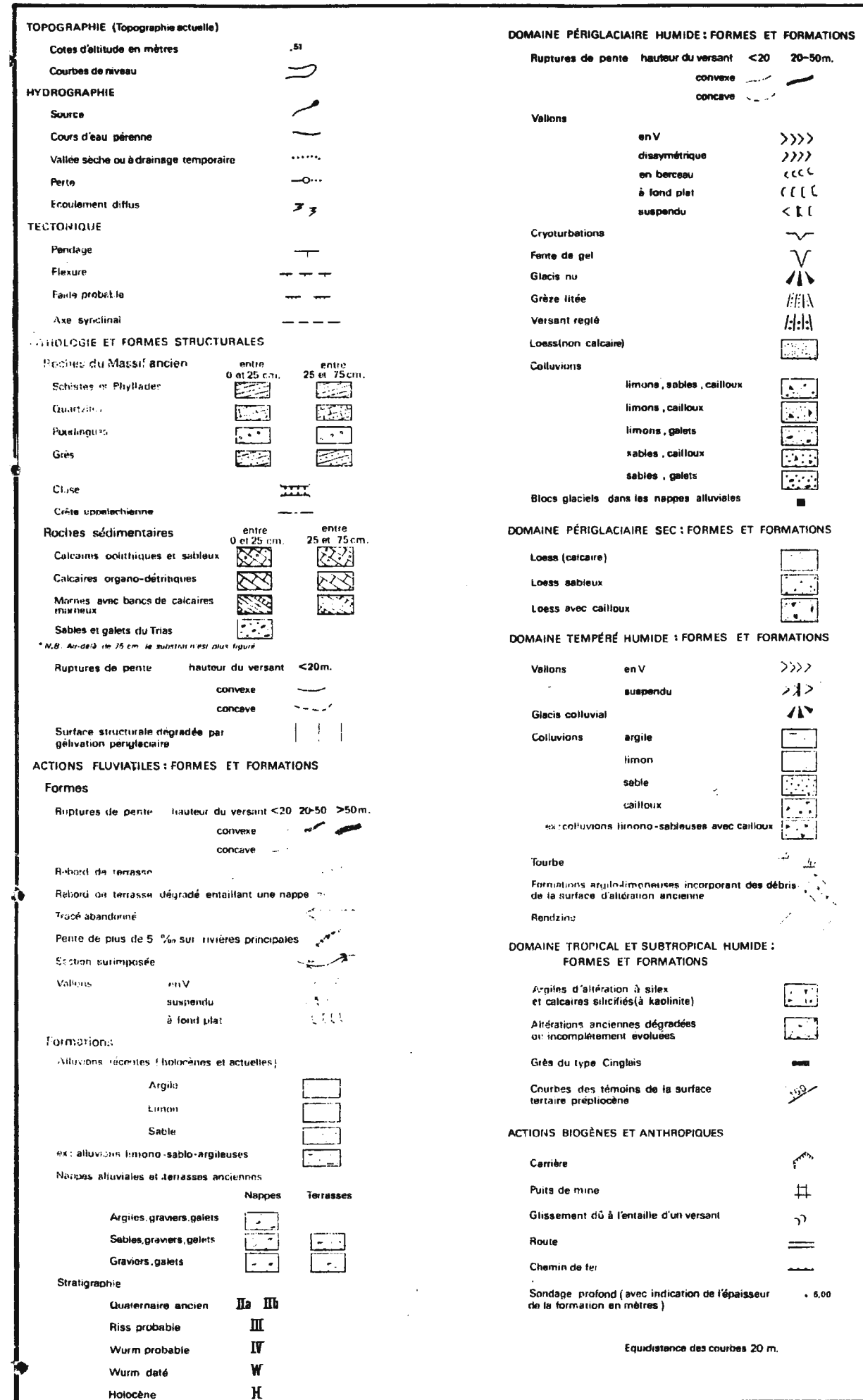
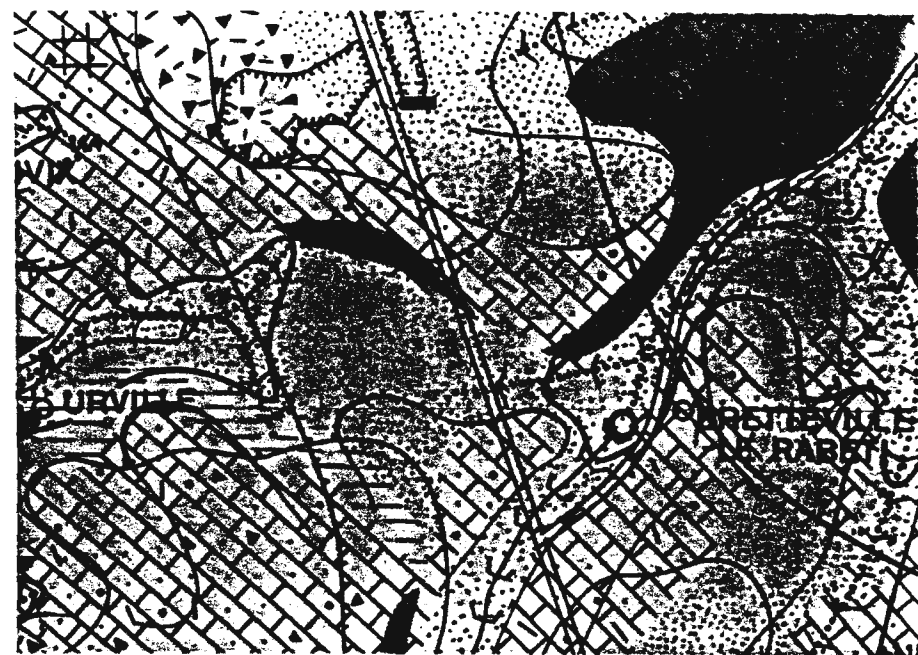


Figura 3.46 - Fragmento do mapa geomorfológico de Basse Normandie em escala 1:50.000, legenda e detalhe fotográfico ampliado. Compilado de JOURNAUX (1969).

relevo em grande escala, onde se refletem as pequenas unidades de tempo e espaço, as explicações históricas são pouco significativas.

Embora seja inegável a importância da relação tempo-espaço para a análise geomorfológica, constatada pela análise sistêmica, a necessidade de opção entre uma análise eminentemente histórica ou "funcional" leva a uma compreensão falseada da realidade e da totalidade que é o relevo.

Pois, como considera BUDELL (1982), a observação isolada dos componentes do relevo, dentro de uma perspectiva puramente analítica, por meio de aparatos físicos e químicos, é artificial e insuficiente para explicar e esclarecer as complexas interações entre todos os componentes do relevo, cujo desenvolvimento ocorre durante longos períodos de tempo. O aspecto histórico, ponto de vista sintético, e os aspectos quantitativos, ponto de vista analítico, não se contradizem na Geomorfologia. Como ciência, ela pode ser sintética e baseada na análise. Contudo, a análise não poderá ser considerada de maneira isolada para a explicação do relevo, mas sim, deverá ser incorporada à síntese, numa visão total e histórica de desenvolvimento do relevo.

Por outro lado, ainda que se possa fazer esta escolha nos estudos teóricos, quando se necessita utilizar os conhecimentos de modo prático para uma intervenção no relevo, é necessário ter tanto uma compreensão da sua história evolutiva, quanto da sua dinâmica.

Pois, caso se adote perspectiva sistêmica, os estudos regionais e de pequena escala utilizados em trabalhos para implantação de reservatórios ou de planejamento territorial, acabariam por apresentar um relato histórico e sem significado para a utilização prática do homem. Por sua vez, os estudos de detalhe para a implantação

de obras de engenharia, planejamento urbano, prospecção mineral, etc, se executados independentemente das considerações históricas, não permitiriam proferir prognósticos da evolução futura das formas de relevo, contrariando o próprio objetivo da abordagem "funcional" sistêmica.

Portanto, não é a partir do que CHORLEY et alii (1984) chamaram de abordagem histórica e "funcional" que se deve orientar a análise e os estudos geomorfológicos, mas sim a partir das relações de tempo e espaço que, por sua vez, condicionam as relações de causa e efeito entre as variáveis geomorfológicas. Assim como consideram SCHUMM e LICHTY (1973, p.59) "...quanto mais específica tornamos a duração do período de tempo com o qual estudamos, menor será o espaço que podemos considerar. Reciprocamente, quando tratamos com o tempo geológico, nos generalizamos. O conceito de estado de estabilidade pode ser incluído no ciclo de erosão, quando compreendemos que estados de estabilidade podem ser mantidos apenas durante frações do tempo total envolvido".

Desse modo, como considera CHORLEY et alii (1984), nos níveis de resolução das diferentes escalas que são utilizadas em conformidade com os objetivos dos trabalhos realizados, tem-se a identificação de diferentes problemas, de forma que diferenças de tratamento e explanação dos fatos são relevantes. Desse fato resultam vários níveis de generalização dominantes e diferentes fatores de causa e efeito.

Logo, pode-se concluir que o relevo deve ser analisado em diferentes níveis e escalas, sempre levando-se em consideração a dimensão espacial e a duração temporal do fenômeno. Utilizando conceitos geomorfológicos diferentes, mas mutuamente coerentes,

capazes de descrever os diferentes aspectos da realidade, avaliando tanto a história morfogenética como o comportamento dinâmico, sem reduzir os fenômenos de qualquer nível ao de outro, visto que os processos em operação não são homogêneos nas várias escalas terrestres. Tal análise deve partir do geral para o particular, do regional para o local, permitindo, assim, uma aproximação sucessiva do todo, que é o relevo..

Embora autores como SALOMÉ e DORSSER (1982) demonstrem que a padronização e normalização da cartografia geomorfológica ainda não está satisfatoriamente equacionada e KLIMASZEWSKI (1982) considere que tal situação está vinculada às características do meio físico e às condições de fomento à elaboração de carta geomorfológica em cores e às diferentes concepções teóricas que suportam as metodologias de mapeamento, constata-se que a complementaridade se manifesta também na relação entre os diferentes sistemas de mapeamento.

Desse modo, pode-se observar que os sistemas de mapeamento foram desenvolvidos basicamente segundo duas óticas: a analítica e a sintética, que têm sido inadequadamente comparadas, gerando muitas das divergências apontadas na literatura.

É a partir da análise do mapeamento na União Soviética que pode-se compreender melhor esta questão, visto que, neste país, as duas perspectivas de mapeamento foram desenvolvidas e comparadas, levando ao que GANESHIN (1967) considerou como sendo um dos principais problemas do mapeamento e da análise geomorfológica, ou seja:

- se ela deve ser feita a partir da ótica sintética e baseada no estudo dos tipos morfogenéticos de relevo ou,
- se pela ótica analítica, através do estudo do conjunto de elementos das formas de relevo.

A análise efetuada permitiu reconhecer que essa problemática afeta de modo geral a todos os países e não só a União Soviética, sendo que cada país acaba adotando uma ou outra perspectiva, procurando aplicá-la então em todas as escalas de estudo.

O mapeamento geomorfológico analítico é bem exemplificado pelas propostas de: KUGLER (1967), da Alemanha Oriental; SAVAGIER (1960 e 1965), da Inglaterra e GRAAFF et alii (1987) da Holanda.

A abordagem analítica é ainda utilizada em outros países, como: União Soviética, Checoslováquia; França, Holanda e Romênia; cabendo aqui no entanto, algumas considerações.

A perspectiva analítica na União Soviética e na Checoslováquia foi utilizada em diferentes escalas de mapeamento, levando autores como SPIRIDONOV (1980) e DEMECK (1967) a proporem uma hierarquização dos fatos geomorfológicos a serem analisados em virtude das escalas grandes, médias e pequenas. Contudo, essas unidades taxonômicas, assim consideradas por DEMECK (1967), eram, em parte, analíticas (superfícies geneticamente homogêneas e formas de relevo) e, em parte, sintéticas (tipos de relevo), o mesmo acontecendo com SPIRIDONOV (1980), que considerou os elementos do relevo, enquanto conceitos analíticos e os complexos de formas de relevo, como sintéticos.

A proposta de mapeamento holandesa é tipicamente de caráter sintético, embora VERSTAPPEN e VAN ZUIDAN (1975) a considerem de caráter analítico. Eles, do mesmo modo que DEMECK (1967), em seus mapas gerais, enfatizam o estudo das unidades de relevo, ou mais precisamente, das Unidades Genéticas das Geoformas. Porém, esta perspectiva só é analítica no que eles denominam " mapeamento para

fins especiais", o qual é proposto para escalas grandes e com fins práticos.

O sistema de mapeamento romeno, do mesmo modo que o sistema holandês, é sintético, tornando-se analítico para as cartas com fins especiais e particulares realizadas em escala média e grande, conforme pode ser observado na proposta de MORARIU et alii (1967).

É necessário considerar que a utilização de conceitos como: complexos de formas de relevo, tipos de relevo, unidades genéticas das geoformas, tidas como unidades taxonômicas analíticas, respectivamente por SPIRIDONOV (1980), DEMECK (1967) e VERSTAPPEN e VAN ZUIDAN (1975), são na verdade conceitos sintéticos, na medida em que generalizam uma série de fatos geomorfológicos, agrupando as formas em grandes conjuntos como unidades homogêneas, que envolvem grandes áreas e grandes intervalos de tempo para o seu desenvolvimento.

No mapeamento francês, desenvolvido em Strasburg (TRICART, BOURDIEC e OTTMANN, 1963), a perspectiva analítica tem caráter "funcional", visto a grande ênfase que é dada à relação substrato rochoso-processos, sendo que estas cartas são tipicamente processuais, dando-se pouca ênfase à caracterização da forma.

A perspectiva sintética de mapeamento geomorfológico é típica do sistema polonês (KLIMASZEWSKI, 1963b), checoslovaco, proposto por BALATKA e SLADEK (1967) e francês, presente na proposição de JOURNAUX (1969 e 1971). Estes sistemas de mapeamento buscam a representação das formas de relevo quanto a sua origem genética, não fornecendo os elementos analíticos que permitiram estabelecer esta classificação. Nestes sistemas também se enfatiza a representação dos processos geomorfológicos, o que lhes acaba conferindo, em parte, um caráter funcional e analítico.

A dualidade característica dos sistemas de mapeamento checo, polonês e francês pode ser entendida como um reflexo da perspectiva metodológica que os embasou, a abordagem climática-climatogenética. Esta linha de abordagem, já comentada, foi a primeira a tratar o relevo como um todo, analisando tanto seus aspectos históricos quanto dinâmicos. Por sua vez, a concepção de mapeamento fundamentada nessa abordagem acabou envolvendo aspectos sintéticos e analíticos. Sintéticos quando enfatizaram o estudo das formas e de sua origem paleoclimática, e analíticos quando deram ênfase aos estudos das relações forma-processo.

Os sistemas de mapeamento quando diagnosticados e caracterizados como analíticos e/ou sintéticos, permitem constatar que estas perspectivas foram erroneamente conduzidas, uma vez que foram consideradas como sendo válidas para todas as escalas de estudo e tiveram suas formas de representação e conteúdo comparadas, desconsiderando-se o fato de que a perspectiva analítica e a sintética são complementares e, portanto, não poderiam ser alvo de comparação e utilização indiscriminada em todas as escalas de mapeamento.

Devido a essa visão equivocada, autores como SPIRIDONOV (1980), DEMECK (1967) e VERSTAPEEN e VAN ZUIDAM (1975), embora tenham concebido a classificação taxonômica dos fatos do relevo relacionando-a com as escalas de mapeamento e, até certo modo, explorando a relação entre a dimensão espacial e suas características temporais, acabaram confundindo a perspectiva sintética e a analítica.

Com base neste fato, é importante considerar que os estudos realizados dentro da perspectiva sintética, devem ser elaborados em pequenas escalas e baseados na análise de tipos de relevo, que tem recebido diferentes denominações:

- complexos de formas de relevo (SPIRIDONOV, 1980)
- tipos morfogenéticos (MURARIU et alii, 1967);
- tipos de relevo (DEMECK, 1967);
- unidades genéticas das geoformas ou unidades genéticas do relevo (VERSTAPPEN e VAN ZUIDAN, 1975)

Nesta unidade de análise, o tipo de relevo corresponde a uma associação territorial homogênea de formas de relevo, em que se relacionam os sistemas de interflúvios e vales, as condições litoestruturais, os condicionantes morfoestruturais, os agentes morfogenéticos e a história evolutiva.

Esses complexos morfográficos naturais devem ser caracterizados por suas propriedades morfométricas e dinâmicas, bem como pela regularidade de distribuição das formas de relevo. Por sua extensão, estas unidades taxonômicas correspondem a longos estágios de desenvolvimento da superfície da Terra (tempo cíclico).

Os estudos realizados dentro da perspectiva analítica, compreendem basicamente mapeamentos em escalas grandes e de detalhe, envolvendo o estudo das formas de relevo e de seus componentes, que tem recebido diferentes denominações:

- elementos das formas (KLIMASZEWSKI, 1963a; KUGLER, 1967);
- elementos do relevo (SPIRIDONOV, 19780);
- superfícies geneticamente homogêneas (DEMECK, 1967);
- unidades de formas do terreno (VAN ZUIDAN, 1982).

Essas feições correspondem a menor fração taxonômica do relevo. São representadas por superfícies geométricas elementares, linhas e pontos. Têm dimensões que variam de dezenas de metros até alguns quilômetros quadrados.



As superfícies geométricas elementares articulam-se por meio de linhas, que são representadas pelos divisores de água, pelas linhas de ruptura de declive e pelas linhas de talvegue, de maneira que a sua configuração e posição no espaço determinam o aspecto geral da forma de relevo.

O reconhecimento desses componentes das formas de relevo, de modo geral, permite a delimitação de superfícies geneticamente homogêneas, de idades diferenciadas, constituídas por rochas com resistência diferencial à denudação ou ainda superfícies com processos dinâmicos diversos.

A caracterização desses fatos do relevo deve ser feita baseada em suas propriedades morfográficas, morfométricas, de constituição e associadas aos depósitos correlativos singenéticos, quando estes existentes.

As formas de relevo são consideradas como resultantes dos mesmos processos responsáveis pela formação das superfícies geneticamente homogêneas que as constituem, correspondendo a estágios mais longos de desenvolvimento do relevo e a feições com dimensões que variam desde algumas centenas de metros quadrados até centenas de quilômetros quadrados.

No que se refere ao conteúdo, os diversos sistemas de mapeamento têm como base de representação, nas diferentes escalas, as formas de relevo e os depósitos correlativos, sendo que estes últimos são, de modo geral, analisados como formas deposicionais.

Esses componentes do relevo, por sua vez, são alvo de análises em diferentes níveis, os quais têm relação direta com a escala de estudo adotada.

Porém, com base no que se pode avaliar do conteúdo e das feições representadas nas diversas concepções de mapeamento, nota-se que pouca ou nenhuma atenção é dada à representação dos elementos associados à rede de drenagem.

Esta lacuna observada gera um paradoxo à análise geomorfológica, na medida em que diferentes teorias e linhas de abordagem em Geomorfologia têm na observação e análise dos elementos da drenagem e nas características dos vales, uma das principais fontes de informação sobre a história evolutiva e sobre a dinâmica atual do relevo.

Neste sentido, é importante enfatizar os elementos da drenagem, os quais devem ser analisados em diferentes níveis ou ordens taxonômicas, do mesmo modo que as formas de relevo. Assim, propõe-se como unidades de estudo e mapeamento os seguintes elementos:

- estudo dos padrões de drenagem e anomalias;
- estudo de bacias de drenagem e morfologia dos vales;
- estudo dos tipos de canais e anomalias.

Desse modo, considera-se que as formas de relevo, a drenagem e os depósitos correlativos, são os componentes do relevo que devem ser representados como conteúdos básicos dos mapas geomorfológicos, visto que são passíveis de serem reconhecidos na natureza, pela imagem de sensores e pelas cartas topográficas, independentemente de qualquer interpretação.

Portanto, estes componentes do relevo são passíveis de serem mapeados e caracterizados por seus atributos morfográficos, morfométricos e de constituição, de modo que a partir da análise dessas características, pode-se interpretar as relações e interações que ocorreram e estão ocorrendo na superfície do planeta, entre o substrato rochoso, os movimentos neotectônicos e o clima.

#### 1.4. As Abordagens Sintético-Histórica e Analítico Dinâmica

Antes de <sup>a</sup>descorrer sobre as propostas de abordagens de análise e mapeamento geomorfológicos desenvolvidos neste estudo, resta ainda considerar a questão taxonômica dos fenômenos do relevo que é reconhecida tanto em algumas linhas de abordagem como nos sistemas de mapeamento analisados.

Esta questão taxonômica, ou de hierarquização, envolve tanto aspectos de ordem espacial, relacionados a dimensão das formas, quanto aspectos temporais, associados a duração do desenvolvimento dos fenômenos do relevo.

A percepção desse fato levou autores como TRICART (1965a) e MESOBRJAKOV (1968), entre outros, a elaborarem classificações do relevo terrestre em que relacionam a dimensão em quilômetros quadrados, as características dos fenômenos, os mecanismos genéticos envolvidos e, no caso de TRICART (1965a), a duração temporal de desenvolvimento do fenômeno.

A elaboração dessas classificações, que se tornaram um fim em si mesmas, deveriam ser consideradas como indicativas do tipo de estudo a ser realizado e das variáveis a serem analisadas durante o trabalho geomorfológico, visto que as escalas temporais e espaciais devem ser utilizadas em conformidade com os objetivos do estudo realizado e, por conseguinte, permitir a identificação de diferentes problemas e de diferentes explicações dos fatos, como é exemplificado na Figura 1.1, proposta por GELLERT (in DEMECK, 1972).

Embora a proposta de GELLERT caracterize uma grande variedade de escalas de mapeamento geomorfológico, considera-se que os es-

Scale classes	Morpho- graphy		Morphological characterization						Modes of work and observation	Fields of application in technico-economic practice		
	Form parts	Forms	Form complexes	Form groups	Morphometry	Lithology Sedimentology	Morphodynamics	Morphogenesis			Morphochronology	Form groups
Geomorphological plans 1: 50 000 1: 10 000	+	+			+	+	(+)	(+)				analysis habitual and actual genetic morphostructural- regional Agriculture and forestry Settlement, industry transportation, hydraulic structures complex and agricultural, forestry, transport - technical regional, provincial, territorial planning
Detailed geomorphological maps 1: 25 000 1: 50 000		+	+		+	+	(+)	+				
Synoptic geomorphological maps of medium scales 1: 100 000 1: 200 000		(+)	+	+	+	(+)		+				
Synoptic geomorphological maps of smaller scales 1: 500 000 1: 750 000			+	+	+			+	(+)	+	+	
Geomorphological maps of countries 1: 1 mill. 1: 5 mill.				+	+				(+)	+	+	
Geomorphological maps of continents 1: 10 mill. 1: 30 mill.					+					+	+	
Geomorphological world maps 1: 80 mill. and smaller					+						+	

Figura 1.1 - Escala de mapas geomorfológicos, seus conteúdos e campos de aplicação. Segundo GELLERT (in DEMECK, 1972).

tudos enquanto produção de conhecimento e aplicação, devem ser realizados levando-se em conta não só a escala dos mapas, mas também as questões conceituais que integram as abordagens analítica e sintética.

A cartografia geomorfológica deve adotar perspectivas diferenciadas para a análise de grandes áreas e longos períodos de tempo e para pequenas áreas e curtos períodos de tempo, desde que se mantenha uma associação tipológica entre os componentes do relevo que permita passar do conceito de gênero para o de espécie, ou seja, do estudo sintético para o analítico, e do mapeamento regional para o de detalhe e vice-versa.

Por outro lado, a definição das escalas de trabalho está em parte, vinculada à disponibilidade de cartas topográficas e de mapeamentos geológicos existentes no país, uma vez que são elementos imprescindíveis ao trabalho geomorfológico.

As cartas topográficas produzidas em nosso país correspondem às escalas 1:1 000 000, 1:250 000 e 1:100 000; sendo que as escalas 1:50 000, 1:25 000 e 1:10 000 têm sua produção restrita às regiões mais desenvolvidas ou à áreas de interesse específico.

Por sua vez, os mapeamentos geológicos têm sido executados em virtude das bases topográficas existentes, de modo que a disponibilidade de escala corresponde àquela existente para as cartas topográficas.

Para concluir, considera-se que, com base na perspectiva conceitual utilizada e na análise dos diferentes sistemas de mapeamento existentes, é necessário adotar uma sistemática de mapeamento que leve em consideração que cada nível de estudo realizado, sintético ou analítico, deve corresponder a um nível de tratamento espe-

cífico, com escalas de mapeamento e objetivos adequados e compatíveis com os níveis taxonômicos dos componentes do relevo, a fim de permitir a identificação e resolução de diferentes problemas.

As bases para o estabelecimento dessa sistemática devem ser: as classes de unidades de tempo propostas por SCHUMM e LICHT (1973), as unidades taxonômicas de relevo propostas por DEMECK (1967) e as unidades taxonômicas da rede hidrográfica propostas aqui. Tais bases, utilizadas de modo integrado, permitem desenvolver mapeamentos e estudos geomorfológicos com caráter analítico e sintético.

A sistemática de mapeamento a ser desenvolvida tem como fundamento a visão teórica aqui apresentada, na qual se reconhecem diferentes níveis de análise geomorfológica, os quais são complementares entre si.

Assim, dentro desses níveis de análise, pode-se caracterizar diferentes unidades taxonômicas de relevo, como foi apontado por DEMECK (1967), nos quais se tem como unidades de análise os componentes das formas (superfícies geneticamente homogêneas) e os tipos de relevo, as quais seriam respectivamente estudadas dentro das escalas grande e pequena.

Cada uma dessas unidades taxonômicas de relevo tem uma correspondência específica em dimensão e tempo: assim, quanto menor a fração de relevo assinalada, menor é o seu tempo de evolução, o que ocorre de maneira oposta durante a análise de grandes áreas em que a avaliação dos grandes períodos de tempo é obrigatória, ou seja, as unidades taxonômicas do relevo guardam equivalência com os conceitos temporais de SCHUMM e LICHT (1973), evidenciando-se uma estreita relação e complementaridade entre unidades de tempo, unidades taxonômicas de relevo e níveis de análise geomorfológica.

Com base nas ponderações realizadas e nos dados coletados da bibliografia, define-se, a seguir, os dois níveis de mapeamento e análise geomorfológicos propostos, denominados: Abordagens Sintético-Histórica e Analítico-Dinâmica, que são caracterizados quanto ao conteúdo, escala e método de trabalho.

Na abordagem Sintético-Histórica os estudos geomorfológicos procuram deduzir, por intermédio da análise dos tipos de relevo, dos padrões, da densidade e anomalias da rede de drenagem, dos remanescentes de fases de aplainamento e dos depósitos correlativos, a sequência histórica das interações entre os movimentos neotectônicos, as variações climáticas e o substrato litoestrutural, por meio das quais o relevo tem sido esculpido nos tempos cenozóicos (tempo cíclico).

Esta abordagem, cujos objetivos, conteúdo dos mapas e principais pontos de estudo estão sumariados na Figura 1.2, é embasada nos mapeamentos em escalas médias e pequenas, os quais são recomendados para locais pouco conhecidos; fornecendo os traços gerais da estrutura geomorfológica e da compartimentação topográfica regional. Assim, permite a delimitação das grandes regiões geomorfológicas, e fornece elementos para a análise da estrutura superficial da paisagem, pelo arranjo e distribuição dos tipos de relevo e das acumulações detriticas.

Quanto a escala de mapeamento, recomenda-se para esta abordagem as escalas 1:100 000; 1:250 000 e 1:1 000 000. Quanto ao modo de execução dos mapeamentos, é interessante utilizar as ponderações de VAN ZUIDAN (1982), que adota duas condutas distintas para a mesma escala, em virtude da disponibilidade de recursos e prazos, definindo:

<p>O B J E T I V O S</p>	<ul style="list-style-type: none"> <li>. Fornecer um sumário e uma generalização dos fatos já conhecidos</li> <li>. Representar os tipos de relevo e suas partes</li> <li>. Estabelecer zonas de domínio de processos morfogênéticos</li> <li>. Esclarecer os principais eventos climáticos na evolução do relevo</li> <li>. Esclarecer as relações entre o relevo, o substrato litoestrutural e os movimentos neotectônicos</li> <li>. Estabelecer o curso dos movimentos neotectônicos, sua direção e intensidade</li> <li>. Avaliar preliminarmente as condições em que se vão realizar as diferentes atividades econômicas</li> <li>. Orientar a investigação de detalhe de novos problemas</li> </ul>
<p>C O N T E Ú D O D O S M A P A S</p>	<ul style="list-style-type: none"> <li>. Os tipos de relevo caracterizados quanto a: morfometria, morfografia, morfogênese e morfodinâmica predominantes</li> <li>. A rede de drenagem e anomalias</li> <li>. Os remanescentes das diferentes fases de aplainamento e seus depósitos correlativos</li> <li>. Feições lineares e localizadas que constituam complemento importante na caracterização dos tipos de relevo</li> <li>. Áreas de soerguimento e subsidência associadas a morfoestruturas</li> <li>. A topografia, rede viária e localidades</li> </ul>
<p>P O N T O S D E E S T U D O S</p>	<ul style="list-style-type: none"> <li>. Análise de esboços, mapas e estudos geomorfológicos disponíveis</li> <li>. Reconhecimento, delimitação e caracterização morfográfica dos tipos de relevo</li> <li>. Análise do traçado, padrões, anomalias e densidade da rede de drenagem dos canais fluviais</li> <li>. Análise da morfologia dos vales (perfis transversais)</li> <li>. Análise de cartas topográficas para o estabelecimento dos parâmetros morfométricos e para estudos morfoestruturais</li> <li>. Análise de esboços, mapas geológicos e das relações entre o substrato litoestrutural, a drenagem e o relevo</li> <li>. Reconhecimento e/ou levantamento sistemático de campo</li> </ul>

**Figura 1.2 - Objetivos, conteúdo de mapas e principais pontos de estudo da Abordagem Sintético-Histórica.**



**Mapas regionais** - são mapas elaborados no escritório, com levantamento sistemático de campo e algumas extrapolações;

**Mapas sinóticos** - são mapas elaborados no escritório e por compilação de mapas pré-existentes, têm pequena checagem de campo e com grandes generalizações e extrapolações.

Na abordagem Analítico-Dinâmica as formas de relevo e seus componentes são consideradas em relação à interação atual que ocorre entre os movimentos neotectônicos, as condições climáticas e o substrato litoestrutural, sendo a condição básica para as formas se manterem e se transformarem. Este estado de interação entre os fatores intervenientes na gênese do relevo é considerado para curtos períodos de tempo (período de estabilidade), durante o qual existe uma condição ajustada entre as formas e os processos operantes. Assim, procura-se avaliar a dinâmica atual do relevo por intermédio do entendimento dos processos climáticos, hidrodinâmicos e pedogenéticos, que caracterizam o nível de interação hoje existente e permitem estabelecer prognósticos sobre seu desenvolvimento.

Estes estudos são embasados em mapas de escalas grande e de detalhe, 1:50 000 e maiores, em que se avaliam todas as formas e elementos do meso e microrelevo. Tais mapas fornecem os subsídios necessários às análises da fisiologia e da dinâmica da paisagem e para a resolução de inúmeros problemas práticos.

Tal fato ocorre porque os mapas refletem de imediato a gênese dos componentes das formas do relevo, a tipologia e intensidade dos processos dinâmicos, que são os fatores que determinam as medidas políticas e econômicas a serem tomadas.

Os principais objetivos deste nível de abordagem, o conteúdo dos mapas e alguns pontos de estudo importantes são sumariados na Figura 1.3.

<p>O B J E T I V O S</p>	<ul style="list-style-type: none"> <li>. Identificar e delimitar as formas e seus componentes e caracterizá-los quanto a: morfografia, morfometria, constituição e coberturas detríticas</li> <li>. Identificar os processos genéticos e tendências de desenvolvimento futuro</li> <li>. Caracterizar a tipologia dos processos atuantes, avaliar sua intensidade e definir graus de estabilidade das formas</li> <li>. Identificar e caracterizar áreas de risco para a ocupação humana</li> <li>. Avaliar as condições de implantação de obras de engenharia civil e mineração</li> <li>. Subsidiar estudos de uso e ocupação territorial para fins agrícolas</li> </ul>
<p>C O N T E Ú D O  D O S  M A P A S</p>	<ul style="list-style-type: none"> <li>. Os componentes das formas (superfícies geneticamente homogêneas) caracterizados quanto a: forma geométrica, declividade, direção e gênese, quando possível</li> <li>. As linhas de quebra do relevo que separam as superfícies geneticamente homogêneas</li> <li>. A morfologia dos vales, tipos de canais e as anomalias</li> <li>. A constituição granulométrica e composicional das formas acumulativas (depósitos correlativos) e solos</li> <li>. Indicação dos tipos de rocha e a ocorrência de afloramentos rochosos</li> <li>. Os processos gravitacionais, fluviais, associados ao escoamento superficial, marinhos, eólicos, antropogenéticos e biogenéticos</li> <li>. A topografia - curvas de nível e pontos de triangulação -, as localidades e a rede viária simplificada</li> <li>. Quando possível, a idade das formas</li> </ul>
<p>P O N T E S T U D O</p>	<ul style="list-style-type: none"> <li>. Análise da morfografia e morfometria das formas para caracterizar o relevo, compreender sua evolução, suas limitações e potencialidades para uso prático</li> <li>. Estudo dos canais quanto a: forma, declividade, profundidade e tipo de fundo</li> <li>. Estudo das características meteorológicas e sua influência na tipologia e intensidade de processos erosivos e deposicionais</li> </ul>

Figura 1.3 - Objetivos, conteúdo de mapas e principais pontos de estudo da abordagem Analítico-Dinâmica.

## **CAPÍTULO 2**

### **O OBJETO DE ESTUDO**

#### **2.1. O Relevo**

Ao se considerar o relevo da superfície do planeta como resultante da interação entre substrato litoestrutural, clima e movimentos neotectônicos - dentro da ótica de força ativa, passiva e neutralizadora, na qual esses fatores podem ter papel diferenciado em virtude do tempo-espaço - , deve-se compreender que esses mesmos fatores são fundamentais e devem ser avaliados nos estudos geomorfológicos, tanto na sua perspectiva sintética como na analítica. A seguir, serão apresentados alguns aspectos relacionados a esses fatores, que devem ser levados em consideração durante a execução do mapeamento e da análise geomorfológica.

##### **2.1.1 O substrato litoestrutural**

O substrato litoestrutural é considerado aqui como a distribuição e estruturação dos diferentes tipos de rocha no espaço, é o fator interveniente na gênese do relevo mais claramente reconhecido nas diferentes perspectivas da análise geomorfológica aqui aborda-

dás, sendo comumente atribuído a ele um caráter passivo. Embora seja resultante das interações dinâmicas, tectônicas e petrogenéticas, de períodos geológicos passados.

Contudo deve-se ressaltar que seu dinamismo atual não ocorre no nível macroscópico, mas sim no nível molecular e de sua constituição atômica, nos quais se dão as reações e interações químicas e bioquímicas dos processos de intemperismo que permitem um resultado, ou seja, a elaboração de uma forma de relevo com características morfológicas e processuais específicas do espaço e tempo em que está sendo observada.

No entanto, cabe lembrar que do final do século passado até meados deste, dentro da denominada Geomorfologia Estrutural, a influência das rochas no relevo era vista basicamente sob o ponto de vista de seu arranjo estrutural e da resistência ao intemperismo e erosão, fato que gerou termos como: modelados de zonas dobradas, modelados de zonas falhas, modelados de zonas calcárias, graníticas etc, sem contar toda uma toponímia derivada de feições estruturais menores, hoje em grande parte incorporada ao conhecimento geomorfológico.

As relações entre o substrato litoestrutural e o relevo são hoje estudadas em vários níveis, envolvendo a relação entre os elementos das formas e a faciologia, e/ou bandeamento das rochas, até as relações entre os tipos de relevo e as séries litológicas, e/ou formações geológicas.

Para a análise do substrato litoestrutural, deve-se levar em consideração as perspectivas de PENCK (1953), MESCERJAKOV (1968) e TRICART (1968).

PENCK (1953) considerou necessário avaliar precisamente as

características das rochas, visto que a grande variação e o comportamento diferencial condicionam detalhes da esculturação das formas. Dentre essas características apontou como sendo importante: a capacidade de expansão, a elasticidade, a coesão, a textura, a composição química dos constituintes minerais e seu estado de agregação. Assinalou ainda a importância da textura e da estrutura, nos fenômenos de partição das rochas ao longo de planos resultantes do acamamento, xistosidade, fraturamento, cavidades, cimentação, diagênese e dos diferentes graus de metamorfismo, bem como do efeito de contatos, impregnações e recristalizações.

MESCERJAKOV (1968) assinala que os arranjos estruturais de modo geral se manifestam no relevo pelo comportamento neotectônico da área. Assim, se a área esteve ou está sujeita a uma atividade neotectônica de caráter ascensional, realça-se sobremaneira os arranjos litoestruturais, enquanto que, em caso contrário, essas características tendem a ser mascaradas.

TRICART (1968) considera que as diferentes modalidades de dissecação climática são influenciadas pela natureza das rochas e por sua disposição estrutural, sendo o modelado morfoclimático subordinado ao relevo estrutural; de maneira que é possível diferenciar nas regiões tropicais úmidas, modelados típicos em arenitos, xistos, granitos e gnaisses e rochas básicas.

A participação das rochas no relevo está associada a sua resistência diferencial frente aos processos de alteração e erosão. LEHMAN (1980) considera que a resistência diferencial das rochas depende de inúmeros fatores, tendo como principais, em ordem decrescente de importância: a coesão, a permeabilidade, a alterabilidade e os processos vigentes de alteração.

Os três primeiros fatores estão diretamente ligados a constituição mineralógica, a textura e a estrutura - que devem ser objeto da análise geomorfológica uma vez que condicionam os processos de alteração, os processos coluviais, tipo movimento de massa, e os processos fluviais, como a determinação de zonas preferenciais de entalhe, além de caracterizar formas e feições menores nas vertentes.

O estudo da composição mineralógica das rochas, apesar de não ser um atributo do trabalho geomorfológico, é necessário ser considerado na medida em que é fundamental nos estudos de alteração e pedogênese.

Além da descrição do tipo de rocha deve-se dar atenção à composição mineralógica da mesma, uma vez que é o grau de estabilidade de seus minerais constituintes frente às condições climáticas reinantes que define a sua maior ou menor resistência quanto aos processos de alteração e erosão.

A estabilidade dos diversos minerais primários, que entram na composição de uma dada rocha, não é a mesma diante das mesmas condições de intemperismo, na medida em que alguns minerais são rapidamente destruídos e outros parecem pouco afetados ou são erodidos, transportados e depositados como detritos. As diferentes espécies minerais se alteram seguindo uma ordem que é influenciada pela sua composição química e, conseqüentemente, por sua estrutura molecular.

A estabilidade dos minerais tem sido alvo de estudo de diversos autores, que procuram estabelecer uma ordem quanto a capacidade de resistirem à alteração, como é apresentado na Figura 2.4, elaborada por BREWER (1964, in GIDIGASU, 1976) que sintetiza várias

Pettijohn (1941)	Weyl (1952)	Jackson and Sherman (1953)	Graham (Jackson and Sherman, 1953)	Fieldes and Swindale (1954)	Smithson (1941)	Dryden and Dryden (1946)
Anatase (-3) <sup>*1</sup>			Quartz	5 Quartz		
Muscovite (-2)	Rutile Zircon Tourmaline <sup>*2</sup>	Tourmaline	Muscovite		Zircon Rutile	
Rutile (-1)		Rutile	Rutile	Felspars		
Zircon (1)	Sphene	Staurolite	Zircon		4 Acid volcanic glass	Tourmaline
Tourmaline (2)	Magnetite	Zircon	1 Tourmaline	3 Muscovite		
Monazite (3)			Ilmenite		3 Biotite	
Garnet (4)		Garnet	Andalusite			
Biotite (5)			Kyanite			
Apatite (6)	Kyanite 2 Andalusite	Muscovite	Sphene		Apatite 2 Monazite	Monazite (40)
Ilmenite (7)		Sillimanite	Magnetite			
Magnetite (8)			2 Staurolite		3 Garnet 3 Staurolite	
Staurolite (9)						
Kyanite (10)			Biotite	2 Zeolites	Kyanite	Kyanite (7)
Epidote (11)	Epidote 3 Garnet	Epidote	Epidote			1 Basic volcanic glass
Hornblende (12)			Amphibole	3 Garnet		
Andalusite (13)			Augite			
Topaz (14)			Hornblende			
Sphene (15)						
Zoisite (16)						
Augite (17)	Augite	Augite		Augite Hornblende		Staurolite (3)
Sillimanite (18)	4 Hornblende	Biotite				
Hypersthene (19)	Olivine	Hypersthene		1 Hypersthene Olivine	4 Mafic minerals	Garnet (1)
Diopside (20)						
Actinolite (21)			Apatite			
Olivine (22)		Olivine	4 Olivine			

\*<sup>1</sup> Negative numbers indicate relative greater abundance than in younger ones in older sediments.

\*<sup>2</sup> Stability of minerals expressed as groups without differentiation within.

\*<sup>3</sup> Stability index numbers taking garnet as 1.

Figura 2.4 - Ordem de estabilidade dos minerais de rochas ígneas. Segundo BREWER (1964, in GIDIGASU, 1976).



classificações, a partir das quais se constata que, para as rochas ígneas, os minerais mais estáveis são: o quartzo, a muscovita, o feldspato potássico (ortoclasio); e os menos estáveis são: a olivina, a augita e o plagioclásio.

Embora a estabilidade dos minerais seja um fator importante, o grau de alterabilidade de uma rocha dependerá da sua composição média, ou seja, da distribuição particular de cada mineral constituinte. Assim, se um mineral muito alterável se apresenta isolado em meio a uma grande quantidade de minerais estáveis, a rocha tende a manter suas características físicas. Ao contrário, um mineral, mesmo que menos instável, se estiver disseminado ou concentrado em certos planos, pode conferir à rocha um aspecto profundamente alterado devido ao estado de desagregação provocado.

Estruturas como: acamamento, foliação, sistemas de juntas falhas, dobras; e as características texturais referentes ao grau de cristalização, tamanho dos cristais, grau de diagênese, a granulação, as relações geométricas e a disposição dos constituintes das rochas, são analisadas na Geologia como efeitos de condições sob as quais as rochas se formaram, refletindo processos dos tipos: velocidade de consolidação do magma, grau de metamorfismo, tipo de deposição, grau de diagênese e/ou superposição de eventos e fases de evolução crustal.

Contudo, na análise geomorfológica, esses elementos devem ser vistos sob a ótica de condicionadores de processos e formas, de modo que a análise da composição mineralógica, da textura e da estrutura das rochas são de grande importância, tanto para o estabelecimento de tipos de relevo como para o entendimento de sua dinâmica.

Pois como assinala HACK (1960), o entendimento do equilíbrio de uma paisagem envolve a compreensão das interações entre os processos de erosão e a resistência das rochas.

A composição mineralógica, a textura, a porosidade, a estrutura, a elasticidade e a dureza da massa rochosa são os fatores que, segundo LINDSEY et alii (1982 in CHORLEY, et alii, 1984), definem a sua resistência frente aos processos de intemperismo físico e químico, como apresentado na Figura 2.5., e que são também os condicionadores da morfologia litológica diferencial.

Assim, considera-se que a análise dos mapas e esboços geológicos é uma técnica importante, na medida em que permite estabelecer as relações entre o substrato rochoso, as formas de relevo e os padrões de drenagem, subsidiando os estudos morfoestruturais.

### 2.1.2. O clima

O reconhecimento do clima como um fator interveniente na gênese do relevo surge mais definidamente na literatura geomorfológica depois da realização do "DUSSELDORFER NATUFORSCHERTAG", em 1926, (ABREU, 1983), sendo que a partir desse evento as pesquisas climáticas e climatogenéticas foram rapidamente esclarecendo a sua importância.

Essas pesquisas permitiram identificar três aspectos que devem ser levados em consideração quando da análise do relevo de uma determinada região.

O primeiro deles refere-se ao reconhecimento da ocorrência de variações climáticas globais de temperatura, precipitação e de nível marinho, que constituem em um dos principais critérios de sub-

PROPRIEDADE DAS ROCHAS	INTEMPERISMO FÍSICO		INTEMPERISMO QUÍMICO	
	RESISTENTE	SUSCETÍVEL	RESISTENTE	SUSCETÍVEL
COMPOSIÇÃO MINERAL	Conteúdo elevado de feldspato Plagioclásio cálcico Baixo conteúdo de quartzo Carbonato de cálcio Composição homogênea	Alto conteúdo de quartzo Plagioclásio sódico Composição heterogênea	Composição mineral uniforme Alto conteúdo em sílica (quartzo e feldspato estáveis) Baixo teor de íons metálicos (Fe-Mg) e em biotita Alto teor em ortoclásio e feldspato sódico Alto teor em íons de alumínio	Composição mineral variada Alto teor em CaCO <sub>3</sub> Baixo teor de quartzo Alto conteúdo de plagioclásio cálcico e olivina Minerais ígneos primários instáveis
TEXTURA	Granulação fina Textura uniforme Cristalina Clástica compacta Gnaíssica, Silicatos de granulação fina	Granulação grossa Textura variável Xistosa Silicatos de granulação grossa	Rocha densa e de granulação fina Textura uniforme Cristalina Clástica Gnaíssica	Granulação grossa Textura variável Xistosa
POROSIDADE	Baixa porosidade, drenagem livre, baixa superfície específica interna, diâmetros dos poros grandes permitindo a drenagem após a saturação	Alta porosidade, pobremente drenada, alta superfície específica externa, poros de pequeno diâmetro impedem a drenagem livre após a saturação	Poros de grande diâmetro, baixa permeabilidade Drenagem livre Superfície específica externa baixa	Poros de pequeno tamanho e alta permeabilidade Fortemente drenados Superfície específica externa alta
PROPRIEDADES DE MASSA	Baixa absorção Alta dilatação com boa propriedade elástica, rocha sã, dura	Alta absorção Baixa dilatação Parcialmente alteradas Moles	Baixa absorção Alta compressividade e dilatação Rocha fresca Dura	Alta absorção Baixa dilatação e parcialmente alterada Mole
ESTRUTURA	Foliação mínima clástica formas maciças acamamento espesso	Foliada Fraturada e quebrada Composta por minerais solúveis e insolúveis Acamamento fino	Compactação e cimentação forte Cimento silicoso Maciça	Cimentação pobre, cimentação carbonática, fino acamamento, fraturada e quebrada, mistura de componentes minerais solúveis e insolúveis
TIPOS DE ROCHAS	Granitos finos, granitos gnaísses, riolitos, quartzitos, ardósias, diabásios, gabros, alguns calcários, arenitos fortemente cimentados	Granitos porfiróides, alguns basaltos, xistos, arenitos pobremente cimentados, dolomitos, margas	Rochas ígneas ácidas, rochas metamórficas, riolitos, granitos, quartzitos, gnaísses e gnaísses graníticos	Calcários sedimentares, carbonatos, arenitos pobremente cimentados, calcários, rochas básicas, carbonatos argilosos, ardósias, margas dolomíticas, xistos

Figura 2.5 - As Propriedades das Rochas e sua Influência na Resistência ao Intemperismo. Segundo LINDSAY et alii (1982 in CHORLEY et alii, 1984).

divisão do Quaternário no mundo. Assim, durante os glaciais e interglaciais do hemisfério norte, ter-se-ia nas regiões tropicais a alternância de climas úmidos e semi-áridos.

Neste sentido, são importantes os trabalhos de BIGARELLA e ANDRADE (1965) e de BIGARELLA e MOUSINHO (1965), que estabeleceram uma proposta de estratigrafia quaternária baseada nas oscilações climáticas ocorridas em nosso território.

Esses autores atribuíram o desenvolvimento de formas e depósitos correlativos específicos de cada período morfogenético. Ao clima mais seco se associariam processos de morfogênese mecânica, caracterizada por tendência ao aplainamento com formação de pediplanos, pedimentos, terraços e produção de detritos grossos. Ao clima úmido corresponderia a morfogênese química com tendência ao entalhamento e arredondamento de formas. Os períodos de mudança climática seriam críticos, havendo, no caso da passagem de clima mais úmido para mais seco, intensa mobilização de regolitos, dada uma progressiva diminuição da cobertura florística.

A alternância de períodos de morfogênese semi-árida e úmida são fatores que devem ser considerados na análise das formas de relevo e das acumulações detriticas, visto que, estas variações formaram diferentes perfis de vententes e de depósitos detriticos como também foram responsáveis pela elaboração de distintos níveis de relevo e superfícies erosivas.

A ocorrência de fases de elaboração de superfícies erosivas tem sido reconhecida desde a muito, do mesmo modo que a ocorrência de níveis topográficos nas vertentes dos vales e no sopé das escarpas serenas. Porém somente a partir dos trabalhos de J.J. BIGARELLA na década de 60 é que estas feições passam a ser entendidas como re-

sultantes de modelado climático, caracterizando os pediplanos e pedimentos, cuja distribuição é mostrada na Figura 2.6.

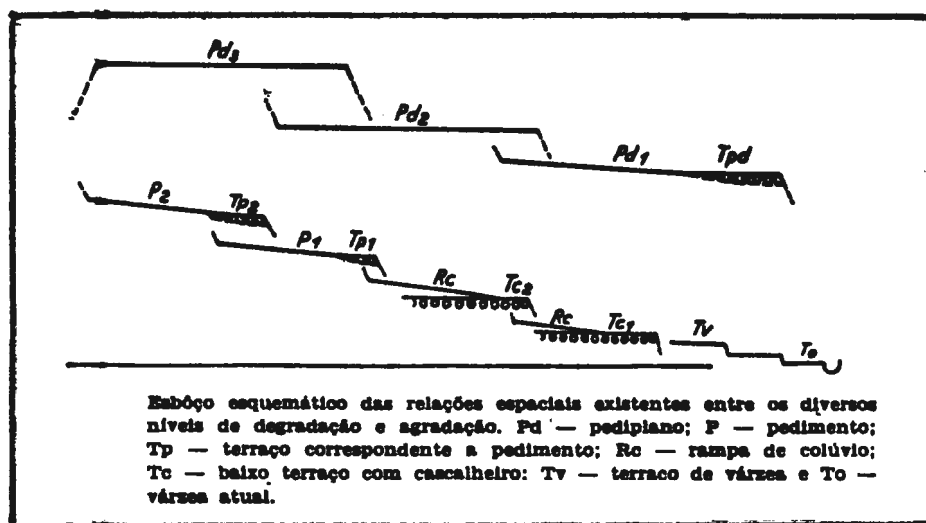


Figura 2.6. - Distribuição espacial e inter-relação entre pediplanos, pedimentos e terraços. Segundo BIGARELLA e MOUSINHO (1965).

Embora BIGARELLA e MOUSINHO (1965) reconheçam a existência de 3 níveis Pd3, Pd2 e Pd1, a bibliografia descreve mais comumente dois níveis. Um mais elevado, Pediplano Pd3, denominado também de superfície Paleogênica ou Sul Americana e o Pediplano Pd1, mais inferior, correspondente à Superfície Neogênica ou Velhas.

O Pediplano Pd2, datado do Terciário Médio, só raramente representa uma superfície de cimeira, sendo geralmente intermontano, constituindo grandes e velhos alvéolos dissecados.

O segundo aspecto refere-se ao reconhecimento, delimitação e classificação das grandes zonas morfoclimáticas do planeta, onde os processos atuantes são responsáveis pela gênese de formas e relevos característicos. O reconhecimento de domínios morfoclimáticos em nosso país, que se situa na Zona Tropical Úmida, foi feito por AB'SABER (1970) que reconheceu 6 grandes unidades:

- . Domínio das terras baixas florestadas da Amazônia;
- . Domínio das depressões interplanáticas semi-áridas;
- . Domínio dos mares de morro florestados;
- . Domínio dos chapadões recobertos por cerrados;
- . Domínio dos planaltos de araucárias;
- . Domínio das pradarias.

É importante o reconhecimento desses domínios, visto que eles devem orientar e motivar os estudos geomorfológicos, no sentido de aprofundar os conhecimentos sobre essas áreas quanto as suas características constitucionais e a sua dinâmica processual.

O terceiro aspecto trata da influência dos elementos climáticos e meteorológicos (temperatura, precipitação, infiltração e

evaporação) no condicionamento da tipologia e intensidade dos processos morfogenéticos e sua influência no comportamento das formas de relevo. Assim, em nosso meio é importante reconhecer o papel do intemperismo tropical, na medida em que sua intensidade determina a disponibilidade de detritos à ação das águas pluviais, através de processos erosivos-denudacionais, tais como:

- . erosão superficial laminar, difusa e concentrada;
- . ravinamento e boçorocas;
- . entalhe fluvial;
- . rastejo e movimentos de massa.

### **2.1.3. Os movimentos neotectônicos**

A participação dos movimentos tectônicos no processo de interação e formação do relevo foi apontada pela primeira vez por W.M. DAVIS, embora ele os tenha considerado dentro de uma perspectiva catrofista.

Foi a partir do trabalho de W. PENCK que a participação dos movimentos tectônicos na gênese do relevo passaram a ser precisamente considerados, seja no modo específico de sua atuação, seja nas suas relações com os demais fatores do relevo.

Neste sentido, W. PENCK estabeleceu a existência de uma estreita relação entre a composição e estrutura da crosta, seu comportamento tectônico e as formas de relevo. Assim, os relevos simples ocorreriam em áreas continentais estáveis, onde as estruturas dobradas mais jovens são de idade paleozóica, de modo que as feições montanhosas que aí ocorrem estariam associadas a arqueamentos recentes;

enquanto que os relevos mais variados e montanhosos coincidem com faixas de dobramentos em áreas de instabilidade crustal. Reconheceu ainda que, em muitos locais, o efeito de elevações e depressões seriam dados por longos dobramentos e arqueamentos positivos ondulatórios, que acompanham o arqueamento regional, ou ainda por blocos de falha.

Com base nos postulados de W. PENCK, os autores soviéticos desenvolveram uma análise geomorfológica que tem constatado que as formas e estruturas raramente são explicadas somente pela heterogeneidade litológica, estando condicionadas a fenômenos neotectônicos da crosta, os quais são os responsáveis pela expressão da estrutura no relevo.

Em decorrência dessa perspectiva conceitual da Geomorfologia Soviética, acabou-se por reelaborar e refinar o estudo dos movimentos neotectônicos como fator interveniente na gênese do relevo, abrindo uma perspectiva importante uma vez que reconhece, nos elementos do relevo, evidências da atuação deste fator em diferentes escalas, o que enriquece a análise geomorfológica, visto que o fator neotectônico nas demais linhas de abordagem somente são considerados relevantes nas escalas de estudos regionais.

O conceito de Neotectônica foi definido por OBRUCHEV (1948 in JAIN, 1980) como sendo o ramo da Tectônica que estuda os movimentos recentes e atuais da crosta terrestre, tendo seus próprios problemas e métodos de estudo. O estudo da Neotectônica, além de importante papel no condicionamento do desenvolvimento do relevo terrestre, apresenta grande valor prático, uma vez que tais movimentos interferem diretamente nas grandes obras de engenharia; são também importantes para os estudos de sismos, e influenciam de modo essencial



na ocorrência de aluviões auríferos, turfeiras, depósitos de argilas, areias e cascalhos.

NICOLEV et alli (1962 in JAIN, 1980) classifica os movimentos neotectônicos em: Movimentos Contemporâneos - aqueles que ocorreram no último ou dois últimos séculos; e Movimentos Jovens - aqueles que ocorreram no Holoceno.

BELOUSSOV (1974) caracteriza os movimentos neotectônicos em: Movimentos Oscilatórios Atuais - são aqueles que têm lugar nos tempos atuais, em nossa presença ou ocorreram no período histórico; e Movimentos Oscilatórios Recentes - são aqueles que tiveram lugar durante o Quaternário.

JAIN (1980) compreende os movimentos neotectônicos como: Movimentos Contemporâneos - são os que se manifestaram durante os tempos históricos e se encontram em atividade até o presente, sendo susceptíveis a observações diretas, inclusive instrumentais. Inclui os movimentos ocorridos nos últimos seis mil anos, durante os quais o nível oceânico esteve relativamente estabilizado: Movimentos Novíssimos - considera os movimentos do Neogeno e Quaternário, os quais seriam os condicionadores essenciais do modelado do relevo. Em sua maior parte, tais movimentos conservariam suas tendências principais na época contemporânea. O começo da etapa novíssima não é homogêneo em todos os territórios e o seu tempo oscila desde os fins do Eoceno até o Mioceno Superior, podendo, em escala global, aceitar-se como período inicial o Oligoceno.

Neste trabalho, adota-se a proposta de JAIN (1980), pois ela é a mais adequada para ser utilizada em nosso meio, visto que os limites temporais utilizados por ele (Eoceno e Mioceno) coincidem em parte com a terceira fase do Estádio de Reativação da Plataforma

Brasileira (ALMEIDA, 1969) que, quanto às condições tectônicas, é caracterizada por tectonismo atenuado, soerguimento epirogenético com desenvolvimento local de bacias de falha. Esta fase da reativação da plataforma marcou profundamente a evolução do relevo brasileiro, já que foi neste período que se iniciou o soerguimento e desmantelamento das grandes superfícies erosivas (Pediaplano Pd3 e/ou Superfície Paleogênica e/ou Superfície Sul Americana).

Além da questão classificatória dos movimentos neotectônicos, é importante considerar algumas das conclusões de JAIN (1980) sobre os movimentos neotectônicos contemporâneos e novíssimos, uma vez que são de grande importância no estudo do relevo.

a) Os movimentos da crosta terrestre se caracterizam por sua distribuição espacial e continuidade no tempo, ou seja, nenhum ponto da superfície terrestre se encontra, nem jamais se encontrou, em estado de repouso tectônico. Desse modo, certas porções da crosta estão submetidas a soerguimento enquanto outras estão em subsidência com relação ao nível do mar, convencionalmente aceito como estável.

b) o estudo dos movimentos ocorridos durante um lapso de tempo mais ou menos prolongado testemunham que estes têm caráter dirigido, isto é, um sentido, ou, mais precisamente, a tendência do movimento permanece constante. Contudo, dentro dos limites de uma região isolada, durante espaços de tempo mais ou menos duradouros, se registra a mudança de sentido do movimento pelo oposto, a substituição de subsidência por soerguimento e vice-versa, ocorrendo assim a inversão. O processo de inversão comumente é parcial e afeta as porções que anteriormente tiveram movimentos mais intensos, enquanto

que ao seu redor predomina o movimento anterior.

c) A análise dos movimentos que tiveram lugar em intervalos de tempo mais curto indica um caráter oscilatório do movimento, tanto em velocidade como em sentido; ocorrem mudanças repentinas e, pelo visto, de forma periódica. Desse modo, a observação por um intervalo de tempo maior pode indicar um sentido estável, resultante da soma algébrica dos dois movimentos, indicando assim o caráter oscilatório dos mesmos.

d) A velocidade dos movimentos novíssimos varia dentro de limites notáveis, o que caracteriza as zonas ativas e estáveis. Em estudos realizados na União Soviética, para o período Neogeno-Quaternário (25 milhões de anos), pôde-se determinar os seguintes valores: nas regiões estáveis, do tipo plataforma, a amplitude dos movimentos foi da ordem de 1,0 a 1,5 km e as velocidades da ordem de 0,05mm/ano; nas regiões ativas, do tipo geossinclínio, a amplitude atingiu de 6,0 a 8,0 km, estimando-se a velocidade em 0,3mm/ano.

e) A velocidade dos movimentos contemporâneos, quando comparadas aos dados obtidos por renivelamentos e observações efetuadas a partir de escalas de maré, apresentam um caráter contraditório, uma vez que os movimentos novíssimos têm apresentado velocidades de milímetros por ano e até centímetros. Tal fato se deve ao caráter oscilatório apresentado por estes movimentos, tanto em velocidade como em sentido.

f) Nas épocas geológicas contemporânea e novíssima, tem-se registrado a manifestação de movimentos tectônicos e o desenvolvimento de todos os tipos e formas de estruturas tectônicas que ocorreram no passado geológico e existem na atual constituição da crosta terrestre.

g) No que se refere aos movimentos de soerguimento e subsidência, nota-se a conjugação, no espaço, dessas zonas que pela alternância de elevações e descensos parecem evocar um sistema de ondas estacionárias, caracterizando-se pela concordância geral de amplitude que as estruturas positivas e negativas contíguas apresentam em diferentes pontos da crosta. Nesse sentido, tem-se também constatado diferenças entre as zonas ativas e estáveis, fato que se deve não só a velocidade dos movimentos como também a diferença de comprimento de onda das subsidências e soerguimentos. Observando-se nas regiões estáveis de plataforma uma mudança frequente de sentido dos movimentos, enquanto que nas zonas ativas é mais frequente variações na velocidade, porém, com sentido constante.

h) O estudo dos sismos demonstra outro aspecto importante dos movimentos tectônicos, que reside no seu caráter descontínuo muito evidente. Observações tem mostrado que, algumas vezes durante os sismos, ocorrem movimentos de amplitude e velocidades espetaculares que podem alcançar até 10 metros, porém, os movimentos não se amortizam por completo senão que prosseguem com intensidades bastante reduzidas, indicando que os movimentos tectônicos não tem simplesmente um caráter descontínuo, mas sim, contínuo-descontínuo.

i) As observações de terraços marinhos e fluviais e das superfícies de aplainamento têm mostrado uma certa concordância de movimentos em diferentes regiões bastante distantes umas das outras, indicando, portanto, a existência de movimentos oscilatórios que afetam, de uma forma rítmica, a todo o planeta.

j) A interferência de movimentos de diferentes ordens e sentidos, tanto no tempo como no espaço, geram em seu conjunto um quadro bastante complexo, de modo que se deve considerar o deslocamento, neste ponto, como a soma algébrica dos ditos movimentos a que ele esteve sujeito.

l) Apesar da escassez de dados, pode-se afirmar que o caráter universal das manifestações dos movimentos novíssimos se propaga também aos movimentos horizontais, onde se observam velocidades da ordem de alguns milímetros e, às vezes, de até 10 cm/ano, distinguindo-se dos movimentos verticais pelo sentido constante de deslocamento.

As observações de JAIN (1980) sobre a atividade e caráter dos movimentos neotectônicos confirmam as considerações de MESCERJAKOV (1968), quando atribui às feições morfoestruturais do relevo um caráter dinâmico resultante da atuação de movimentos tectônicos atuais.

Este fato deve ser levado em consideração quando se estuda o relevo de uma determinada região, uma vez que a ação dos movimentos tectônicos na crosta tem uma continuidade no tempo por meio de movimentos oscilatórios de caráter contínuo-descontínuo. Assim, nos tra-

balhos de mapeamento geomorfológico, o estudo do comportamento tectônico da área não deve ser negligenciado, na medida em que as forças tectônicas constituem-se num dos três fatores intervenientes no processo morfogenético.

Com o objetivo de exemplificar a importância dos movimentos neotectônicos no relevo, apresenta-se, na Figura 2.7., uma série de feições assinaladas por JAIN (1980), como evidência de movimentos tectônicos novíssimos, os quais apresentam, de modo geral, maiores reflexos no relevo e nas características da rede de drenagem.

## 2.2. Os Componentes do Relevo

O fato de se reconhecer que a complementaridade na Geomorfologia se manifesta tanto nas teorias e linhas de abordagem como nos sistemas de mapeamento, demonstra que embora o modo de descrever, analisar, interpretar e representar os componentes do relevo variem de uma abordagem para outra, eles são comuns a todas elas.

A rede de drenagem, as formas erosivas e deposicionais (depósitos correlativos) são portanto, os resultados espaciais das interações históricas entre o substrato litoestrutural, o clima e os movimentos neotectônicos; enquanto que a energia do relevo, refletida em sua dinâmica, é o resultado atual da interação entre esses mesmos fatores. Desse modo, tem-se que os estudos geomorfológicos em última instância devem buscar caracterizar e compreender o modo e a intensidade que ocorreram e estão ocorrendo esses processos.

Assim, é necessário detectar quais os elementos do relevo que são analisados pelas diferentes linhas de abordagem, na medida em que é somente a partir deles que é possível entender como ocorre-

ram e estão evoluindo as interações dinâmicas dos fenômenos do relevo.

A abordagem davisiana tinha na observação da rede de drenagem um de seus principais pontos de análise a respeito dos componentes do relevo, sendo caracterizados:

- as correntes e suas ramificações em relação com a estrutura (canais consequentes, subsequentes e insequentos);
- a forma e o gradiente do perfil longitudinal do fundo do vale;
- o encaixamento e a declividade das vertentes dos vales;
- as planícies aluvinares e suas diferentes feições deposicionais;
- os meandros, e
- os divisores de água; estudados quanto a sua definição, subdivisão e rearranjo, e cujo desenvolvimento era considerado como resultante do entalhe da rede de drenagem.

Na abordagem de PENCK (1953), os componentes do relevo enfatizados foram:

- as formas deposicionais (depósitos correlativos), analisados em virtude da sua espessura, do seu acamamento, da sua faciologia, seu conteúdo fossilífero e de suas relações estratigráficas;
- as vertentes, no que se refere a sua declividade e forma do perfil (convexo, retilíneo e côncavo).

	SOERGUIMENTO	SUBSIDÊNCIA	FRATURAS
VALES FLUVIAIS	<ul style="list-style-type: none"> <li>- Estreitamento dos vales e dos terraços fluviais, até o seu desaparecimento.</li> <li>- Diminuição da espessura dos aluviões.</li> <li>- Predominância de fácies de canal.</li> <li>- Aumento no conteúdo da fração grossa e de minerais pesados.</li> <li>- Aumento no número e na altura relativa dos terraços.</li> <li>- Terraços erodidos.</li> <li>- Aumento do declive longitudinal do canal.</li> <li>- Diminuição da sinuosidade.</li> <li>- Diminuição do nível médio anual do rio.</li> <li>- Vales antecedentes e suspensos.</li> <li>- Distribuição centrífuga radial da rede fluvial.</li> <li>- Curvas fluviais contornando elevações.</li> <li>- Assimetria dos vales.</li> <li>- Níveis de relevo cársticos elevados acima do nível fluvial atual.</li> <li>- Abaixamento do freático, que nas regiões de clima úmido moderado favorecem ao reflorestamento florestal.</li> </ul>	<ul style="list-style-type: none"> <li>- Alargamento dos vales e dos terraços.</li> <li>- Aumento da espessura do aluvião em comparações com o normal, predominância de fácies de planície de inundação. Diminuição do conteúdo das frações grossas e minerais pesados.</li> <li>- Diminuição do número de terraços e de suas alturas relativas, os baixos terraços podem ser recobertos pelo rio. Terraços acumulativos.</li> <li>- Diminuição do declive do canal. Aumento da sinuosidade, meandros livres.</li> <li>- Ascensão dos níveis médios anuais do rio.</li> <li>- Migração dos rios em direção às depressões em desenvolvimento.</li> <li>- Disposição de feições cársticas abaixo do nível de base do rio atual.</li> <li>- Subida do nível do freático, causando alagamentos.</li> </ul>	<ul style="list-style-type: none"> <li>- Trechos de vales retilíneos, e meandros encaixados em fraturas.</li> <li>- Adelgaçamento repentino dos estratos aluviais até o seu desaparecimento absoluto.</li> <li>- Mudanças bruscas das alturas relativas dos terraços.</li> <li>- Aumento brusco do declive do canal e costas não condicionados pela litologia.</li> <li>- Disposição dos afluentes em uma só direção.</li> <li>- Persistência duradoura do canal do rio em uma só posição.</li> <li>- Desmoronamento e deslizamento de solos por causas sísmicas.</li> </ul>
INTERFLÚVIOS	<ul style="list-style-type: none"> <li>- Os lagos e pântanos se deslocam para as elevações.</li> <li>- Posição anômala elevada de linhas de neves antigas.</li> <li>- Escalonamento das superfícies de aplainamento.</li> <li>- Aumento dos encaixes erosivos, da densidade da rede de talwegues, e das amplitudes do relevo como um todo.</li> </ul>	<ul style="list-style-type: none"> <li>- Os lagos e pântanos se deslocam em direção às subsidências.</li> <li>- Posição anômala, rebaixada de antigas linhas de neve.</li> <li>- Desaparecimento das superfícies de aplainamento e transformações de áreas acumulativas.</li> <li>- Diminuição da profundidade dos encaixes erosivos, diminuição da rede de talwegues, e redução das amplitudes de relevo como um todo.</li> </ul>	
REGIÕES LITORÂNEAS	<ul style="list-style-type: none"> <li>- Predomínio de acumulação agressiva em condições em que existam material sedimentar disponível e a costa seja constituída por rochas brandas.</li> <li>- Espaçamento e desaparecimento dos pontões rochosos, devido ao desenvolvimento de amplas praias em sua frente.</li> <li>- Grande desenvolvimento de terraços de abrasão submarinos.</li> <li>- Nichos de embate de ondas elevados com relação ao nível de preamar atual.</li> <li>- Cordões arenosos sucessivamente ascendentes.</li> <li>- Terraços costeiros indicando elevação desigual.</li> <li>- Deltas fluviais em crescimento desde que o aporte sedimentar não seja superior que a magnitude do soerguimento.</li> <li>- Dissecção das barras arenosas e das lagunas.</li> </ul>	<ul style="list-style-type: none"> <li>- Predomínio de abrasão intensa, transgressão.</li> <li>- Desenvolvimento de depósitos transgressivos desde que haja disponibilidade de sedimentos. Afogamento das desembocaduras de drenagem.</li> <li>- Costas recortadas e irregulares.</li> <li>- Inexistência de terraços de abrasão.</li> <li>- Afogamento do relevo e da vegetação, inundação freqüente no litoral.</li> <li>- Cordões costeiros descendentes e destruídos.</li> <li>- Terraços submersos.</li> <li>- Estuários e deltas, fluviais de dimensões decrescentes ou estáveis.</li> <li>- Transgressão de barras arenosas nas lagunas e estreitamento da feição.</li> </ul>	<ul style="list-style-type: none"> <li>- Predominância de uma única direção na posição da linha de costa; alterações bruscas do caráter da costa (fraturas perpendiculares à costa).</li> </ul>

Figura 2.7 - Indícios geomorfológicos dos movimentos neotectônicos contemporâneos e novíssimos. Segundo JAIN (1980).



A abordagem climática e climatogenética, como assinalado anteriormente, não deu uma ênfase específica à análise de determinados componentes do relevo, na medida em que procurou relacionar as formas e processos aos diferentes padrões climáticos. Como resultado, obteve-se o desenvolvimento de dois enfoques distintos, um voltado para o estudo das formas e outro voltado para o estudo dos processos, o que acabou por desenvolver uma visão até certo ponto dicotomizada daquilo que é indivisível, a realidade forma-processo.

A perspectiva soviética caracteriza-se por um enfoque também pautado na análise dos componentes do relevo associados à rede de drenagem. Assim, no trabalho de KOSTENKO (1975), como principais componentes do relevo analisados, pode-se reconhecer:

- os vales fluviais em suas seções verticais e longitudinais;
- as anomalias dos vales, estreitamentos e alargamentos bruscos;
- distribuição, posição e constituição dos depósitos detriticos fluviais, na forma de planícies aluvionares e terraços;
- os divisores de água e as vertentes.

Para JAIN (1980), os componentes do relevo, cuja análise tem interesse na compreensão da atuação dos movimentos neotectônicos, são:

- as anomalias da rede de drenagem e dos vales;
- as fácies dinâmicas dos depósitos aluvionares;

- os terraços fluviais, sua disposição, posição e constituição;
- a profundidade de entalhe dos vales dos canais de diferentes ordens;
- os relevos residuais, caracterizados por sua amplitude;
- os remanescentes de antigas superfícies de aplainamento;
- os terraços marinhos e as feições morfológicas litorâneas.

Dentro da abordagem sistêmica, os componentes do relevo, ligados à bacia hidrográfica, a serem analisados são os seguintes:

- o padrão, a hierarquia, a forma, a densidade e as amplitudes da bacia hidrográfica;
- as diferentes feições deposicionais fluviais e suas características de posição, distribuição e constituição;
- o perfil longitudinal e transversal do canal do rio, sua forma e declividade;
- o canal fluvial na sua forma, largura, profundidade, gradiente, sinuosidade e rugosidade.

Nesta abordagem, uma vez que se procura uma compreensão precisa da relação forma-processo, tem-se também desenvolvido uma análise extensiva das vertentes, as quais são consideradas como parte integrante do sistema fluvial, onde são analisadas as seguintes características:

- o perfil, quanto a sua forma (côncava, convexa e retilínea) e a sua declividade;

- a forma espacial;
- a cobertura eluvional e coluvional, quanto a sua constituição, extensão e espessura.

A partir daí, denota-se que os fatos do relevo analisados pelas diversas teorias e linhas de abordagem em Geomorfologia estão associados às vertentes, aos rios e às acumulações detriticas, devendo-se considerar estes elementos como os principais componentes do relevo.

Dessa maneira, entende-se por componentes do relevo as feições que podem ser reconhecidas na superfície da Terra, independentemente de qualquer interpretação, e que podem ainda ser reconhecidas por meio de imagens de sensores (fotografias aéreas, imagens de radar e satélite), cartas topográficas e no terreno.

São as feições passíveis de serem cartografadas, devendo-se considerar como atributo desses componentes as suas características morfográficas, morfométricas e de constituição, a partir das quais se pode analisar e interpretar as relações e interações que ocorreram e estão ocorrendo na superfície do planeta.

Ao se considerar o relevo como resultante da interação temporal e espacial entre o substrato litoestrutural, os movimentos tectônicos e o clima, admite-se que o resultado desse processo se manifeste nos diferentes componentes do relevo, imprimindo feições indicativas de sua atuação em todas as escalas de abordagem, tanto no nível macro como microscópico, de modo que, por intermédio de sua análise, é possível avaliar tanto o seu desenvolvimento histórico quanto a sua dinâmica.

Para tanto, deve ficar claro que o componente do relevo representa o aspecto espacial da matéria, uma vez que ele se apresenta como feição definida (objeto), enquanto que o processo geomorfológico é entendido como aspecto temporal da matéria, sendo que ambos não podem ser vistos separadamente, constituindo-se em aspectos diferentes da mesma realidade espaço-tempo.

Por exemplo: um componente da forma de relevo, como uma vertente atual, é resultante da interação dos três fatores intervenientes na gênese do relevo, ou seja, dos movimentos neotectônicos, do substrato litoestrutural e das condições climáticas reinantes durante a sua elaboração.

Esse componente, a vertente, se expressa por meio de uma forma definida (morfografia), tem características morfométricas, e pode estar associado ou não a um depósito correlativo, aspectos estes que permitem a sua caracterização como feição (objeto), ao mesmo tempo que refletem o seu processo evolutivo.

Por sua vez, essas mesmas propriedades que o caracterizam vão, em virtude das relações e interações hoje existentes entre os fatores intervenientes na gênese do relevo, dar-lhe um aspecto energético, que se consubstancia em uma gama definida de processos geomorfológicos que só podem ocorrer dentro de condições espaciais e temporais específicas.

Assim, para se compreender o desenvolvimento histórico entre os fatores intervenientes na gênese do relevo, além das características morfográficas, morfométricas e de constituição das formas e da drenagem, é necessário avaliar a constituição e distribuição das acumulações detriticas, vistas como depósitos correlativos, pois é a

análise conjunta dos componentes do relevo que vai permitir entender o modo e a intensidade com que ocorreu a interação entre os movimentos neotectônicos, o substrato rochoso e o clima que permitiram a configuração atual do relevo.

Por outro lado, para se compreender o funcionamento do relevo é necessário analisar, além das características dos seus componentes, os processos morfogenéticos atuantes que, quando avaliados conjuntamente, indicam o modo e a intensidade atual com que estão interagindo os fatores intervenientes na gênese do relevo.

Assim, deve-se buscar na análise dos componentes do relevo (as vertentes, os rios e os depósitos detríticos) e das suas características tipológicas e constitucionais como também na sua distribuição, as evidências da ação dos fatores intervenientes na gênese do relevo, seja em suas interações atuais, seja nas interações passadas.

Desse modo, o mapeamento e a análise dos componentes do relevo deve ser feito com base na delimitação e caracterização de formas erosivas e deposicionais que tenham significado dinâmico ou genético, a fim de se evitar uma representação cartográfica densa e sem significado.

Para atingir esses objetivos, elaborou-se, em caráter preliminar, uma resenha das feições consideradas fundamentais para a análise geomorfológica, onde se relacionam feições e aspectos da rede de drenagem, dos vales, dos canais fluviais, dos tipos de relevo, das formas, dos componentes das formas, das acumulações detríticas de origem fluvial, pluvial e gravitacional.

Esta resenha, além de pequenas explicações sobre o significado genético e dinâmico da forma, procura esquematizar a feição,

com a intenção de orientar seu reconhecimento em fotografias aéreas, mapas topográficos e no campo.

### 2.3. A Rede de Drenagem

As feições da rede hidrográfica tem sido alvo de análise para as diferentes linhas de abordagem e teorias geomorfológicas, visto a sua extraordinária sensibilidade com relação a mudanças de caráter climático, tectônico ou antrópico.

A rede hidrográfica, em sua organização, distribuição e características, reflete o resultado de processos passados e presentes, sendo que o presente pode ser definido como o período de tempo sob o qual as condições de input e output de energia e matéria têm permanecido razoavelmente constantes (KNIGHTON, 1984).

As condições atuais e passadas de "input" e "output" de energia na bacia hidrográfica são resultantes da interação de diferentes variáveis, conforme mostra MORISAWA e VEMURI (1975 in MORISAWA 1985), na Figura 2.8.

Essas variáveis, em síntese, refletem a interação entre os movimentos neotectônicos, o clima e o substrato rochoso, resultando em diferentes formas erosivas e deposicionais, cujo mapeamento e análise permitem a obtenção de informações sobre as interações históricas e atuais desses fatores, bem como a elaboração de um prognóstico para sua evolução.

No que se refere ao entendimento da dinâmica e ou da fisiologia do relevo, o estudo das pequenas bacias de drenagem são de extrema importância visto que, como considera LEOPOLD et alii (1964), são áreas nas quais as condições climáticas e as formas de relevo

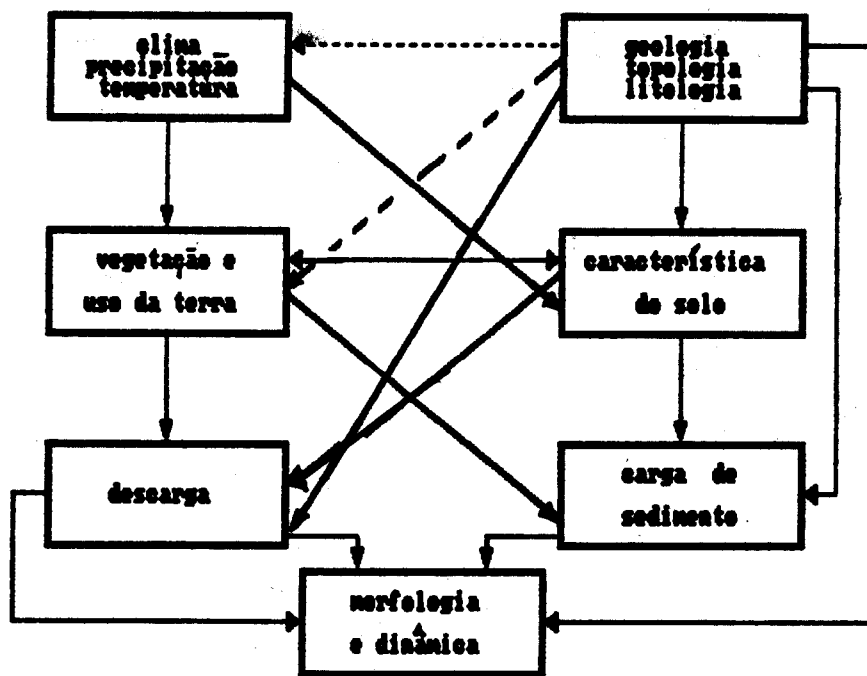


Figura 2.8. - Variáveis que afetam a morfologia e a dinâmica fluvial. Baseado em MORISAWA e VEMURI (1975 in MORISAWA, 1985)

podem ser caracterizadas, descritas e quantitativamente medidas dentro de um sistema em que o balanço, quanto a energia, pode ser medido pelo "inflow" e "outflow". Assim, a quantidade de precipitação na bacia e de água que flui para fora através dos canais, bem como as mudanças no estoque de águas subterrâneas e a evapotranspiração

por meio das plantas, podem ser medidas ou estimadas. Neste sentido, pode-se ainda avaliar o grau e a espécie de denudação e o volume de material transportado pelos canais em solução, suspensão e saltação.

O mapeamento e a análise das feições fluviais erosivas e deposicionais devem ser orientados primeiro no sentido de avaliar até que ponto as feições observadas estão condicionadas ao substrato litostrutural herdado, às condições climáticas atuais e à interferência antrópica na bacia hidrográfica e, somente a partir disso, se buscará avaliar a influência dos movimentos neotectônicos e das oscilações climáticas quaternárias.

A análise das interações históricas e da gênese das formas fluviais deve ser feita conjuntamente, e de modo integrado, com os demais componentes do relevo, para se evitar uma análise parcial e incompleta da paisagem.

Dentro dessa perspectiva, o estudo da rede hidrográfica deve ser orientado segundo os dois níveis de análise geomorfológica aqui propostos, de modo que a cada nível de análise deve-se enfatizar o estudo de diferentes aspectos da rede hidrográfica, conforme sumariado na Figura 2.9.

### 2.3.1. Padrão

As bases para o estudo dos padrões de drenagem foram propostos por ZERNITZ (1932 in HOWARD, 1967) e posteriormente completados por HOWARD (1967), que considera esta análise um importante instrumento para a detecção de indícios de feições estruturais inativas e expostas em superfície, feições estruturais soerguidas e feições es-



### **Abordagem Sintético-Histórica**

- Padrões de drenagem;
- Densidade e textura da drenagem;
- Localização e caracterização das anomalias;
- Avaliação das profundidades de entalhe;
- Caracterização das zonas da bacia: áreas de deposição e de erosão;
- Morfologia longitudinal e transversal dos vales;
- Distribuição e constituição das acumulações detríticas.

### **Abordagem Analítico-Dinâmica**

- Tipologia dos canais: sinuosidade, entrelaçamento e bifurcação;
- Tipologia da carga fluvial;
- Regime e ambientes de sedimentação por intermédio da faciologia das acumulações detríticas do canal, da planície de inundação e dos terraços.

**Figura 2.9.** - Feições fluviais erosivas e deposicionais que devem ser estudadas nas abordagens Sintético-Histórica e Analítico-Dinâmica

truturais soerguidas e feições estruturais encobertas, principalmente em áreas de relevo plano.

LEOPOLD et alii (1964), considera que os padrões de drenagem estão intimamente associados à geometria hidráulica dos canais e à forma do perfil longitudinal do rio, e que mostra relações entre a área da bacia e a porcentagem de drenagens de 1a., 2a. e 3a. ordem, que são importantes para estabelecer relações com a descarga.

Para SCHUMM (1977), os padrões de drenagem refletem as relações entre o clima, hidrologia e geologia, permitindo, por meio de sua análise, um entendimento das formas de relevo ao longo do tempo.

Embora os autores sistêmicos considerem os padrões de drenagem dentro de uma perspectiva dinâmica, não apresentam ainda informações sobre a relação entre as condições hidrodinâmicas da bacia e os diferentes padrões de drenagem.

Portanto, se constata que o significado dos padrões de drenagem são, ainda, basicamente relacionados ao substrato litoestrutural, no qual se encontra a bacia hidrográfica, conforme estabelecido por HOWARD (1967) e sumariado na Figura 2.10.

Contudo, deve-se considerar que um dos principais aspectos da análise dos padrões de drenagem deve estar voltado para a detecção de anomalias que fornecem os principais indícios a respeito de feições estruturais, algumas dificilmente diagnosticáveis por outros métodos.

Assim, a determinação de diferentes padrões de drenagem pode indicar distintos compartimentos morfoestruturais, ao passo que as anomalias seriam indicativos de mudanças locais no regime hidrológico ou no comportamento neotectônico atual.

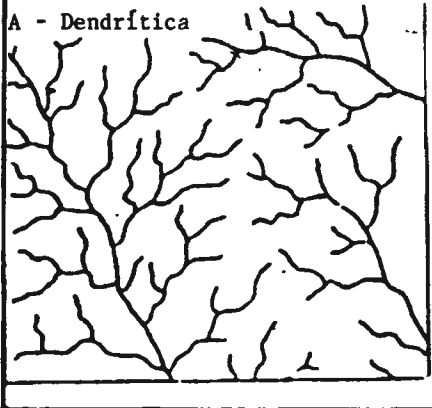
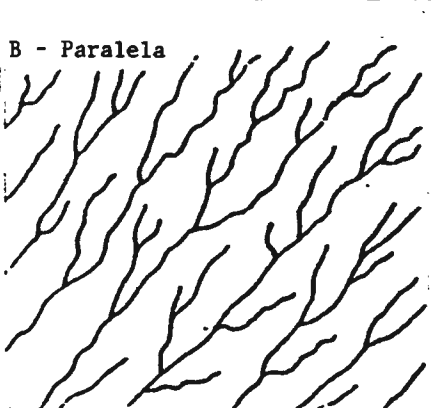
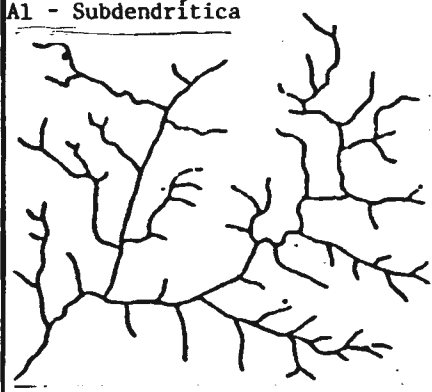
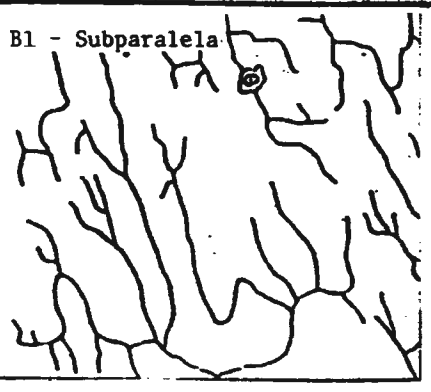
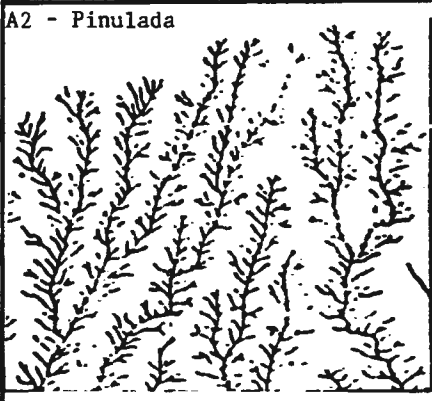
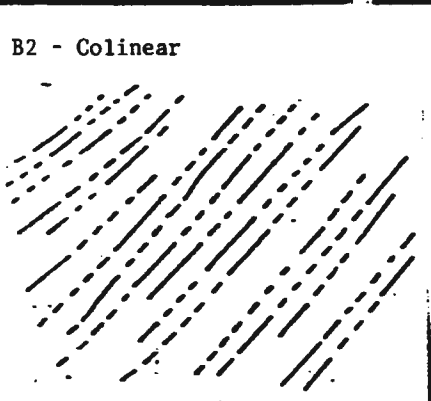
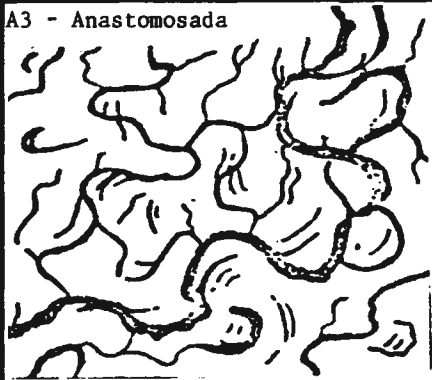
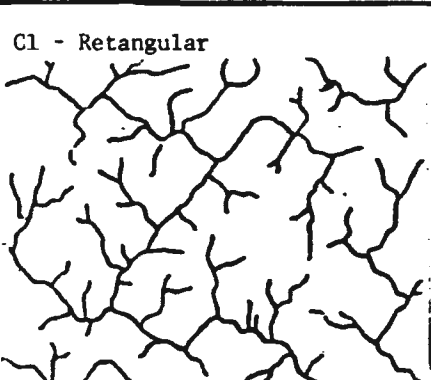
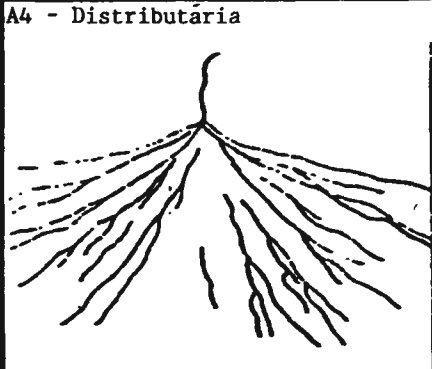
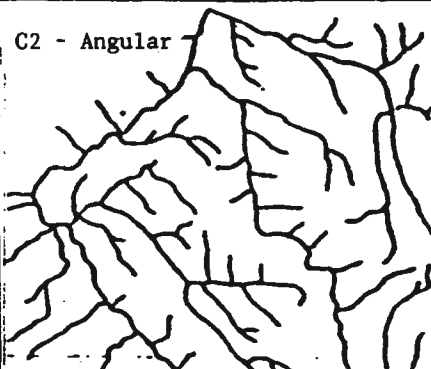
PADRÃO BÁSICO E BÁSICOS MODIFICADOS	SIGNIFICADO	PADRÃO BÁSICO E BÁSICOS MODIFICADOS	SIGNIFICADO
<p>A - Dendrítica</p> 	<p>Substrato com resistência uniforme. Sedimentos horizontais ou oblíquos. Rochas cristalinas com declive regional suave.</p>	<p>B - Paralela</p> 	<p>Área de declive moderado a forte, e substrato resistente.</p>
<p>A1 - Subdendrítica</p> 	<p>Controle estrutural secundário dado por uma adaptação de um padrão dendrítico inicial, em controle estrutural incipiente, ou pelo encaixamento progressivo de drenagem sobre uma cobertura sedimentar, que passa a sofrer influência do embasamento.</p>	<p>B1 - Subparalela</p> 	<p>Área com brando controle estrutural dado por estratos deformados e de resistência à erosão relativamente uniforme.</p>
<p>A2 - Pinulada</p> 	<p>Padrão de textura fina, indicando substrato facilmente erodível.</p>	<p>B2 - Colinear</p> 	<p>Formado por canais paralelos intermitentes que indicam área de "loess" e cristas arenosas.</p>
<p>A3 - Anastomosada</p> 	<p>Áreas de deposição: planícies aluvionares, deltas e planícies de maré.</p>	<p>C1 - Retangular</p> 	<p>Áreas de juntas e/ou falhas em ângulos retos.</p>
<p>A4 - Distributária</p> 	<p>Área de deposição: leques aluviais e deltas.</p>	<p>C2 - Angular</p> 	<p>Áreas de juntas e/ou falhas com ângulos variados e áreas com superposição de padrões de fratura.</p>

Figura 2.10 - O significado genético dos padrões básicos de drenagem e dos básicos modificados. Segundo HOWARD (1967).

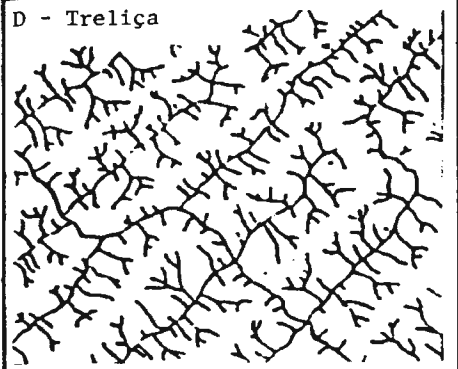
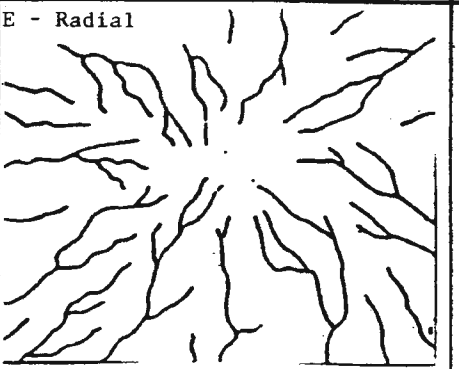
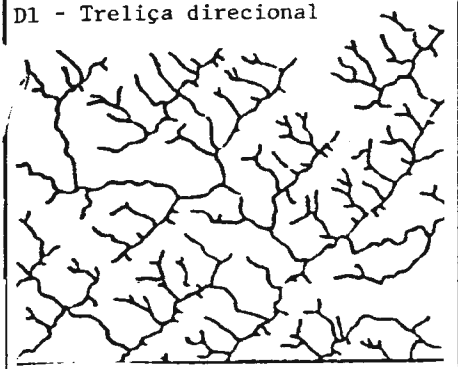
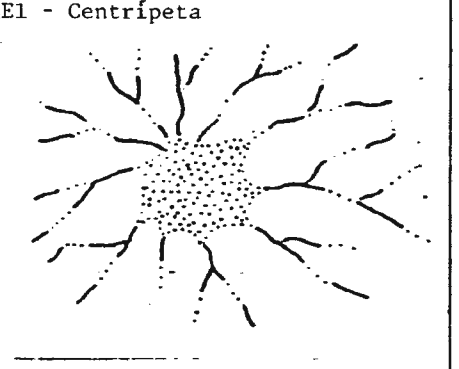
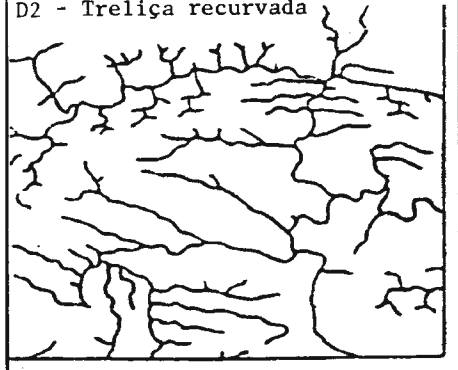
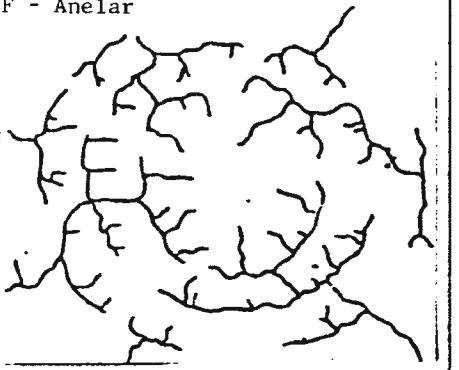
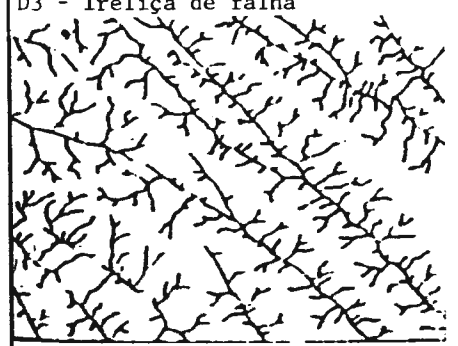
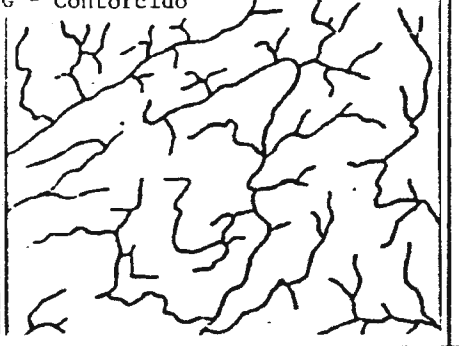


PADRÃO BÁSICO E BÁSICOS MODIFICADOS	SIGNIFICADO	PADRÃO BÁSICO E BÁSICOS MODIFICADOS	SIGNIFICADO
<p>D - Treliza</p> 	<p>Áreas de rochas dobradas ou com mergulhos bem marcados, rochas vulcânicas, ou metasedimentares.</p> <ul style="list-style-type: none"> <li>- Áreas de fraturas paralelas.</li> <li>- Áreas de relevos alongados e paralelos.</li> </ul> <p>Os tributários maiores indicam a direção do mergulho das camadas.</p>	<p>E - Radial</p> 	<p>Áreas dômicas e vulcânicas e de relevos residuais.</p>
<p>D1 - Treliza direcional</p> 	<p>Associam-se a rochas sedimentares inclinadas (homoclinais suaves) e áreas com encostas suaves e assimétricas.</p>	<p>E1 - Centrípeta</p> 	<p>Associa-se a crateras, caldeiras vulcânicas e depressões cársticas.</p>
<p>D2 - Treliza recurvada</p> 	<p>Áreas de ápice de dobras com mergulho.</p>	<p>F - Anelar</p> 	<p>Indicam domos, stoks e altos topográficos.</p>
<p>D3 - Treliza de falha</p> 	<ul style="list-style-type: none"> <li>- Área de falhas paralelas irregulares, convergentes e divergentes.</li> <li>- Freqüente em áreas de Grabens e Horsts alternados, sucessão de rifts paralelos.</li> </ul>	<p>G - Contorcido</p> 	<p>Áreas de rochas metamórficas quebradas ou grosseiramente acamadas.</p> <p>Indicam a ocorrência de diques, veios e bandas de migmatitos mais resistentes.</p> <p>Os tributários mais longos de correntes subsequentes curvados indicam o mergulho de camadas metamórficas e permitem a distinção entre anticlinais e sinclinais.</p>
<p>D4 - Treliza de junta</p> 	<p>Associam-se a falhas e/ou juntas retilíneas e paralelas.</p>	<p>H - Multi-bacias</p> 	<p>Associam-se a depósitos superficiais, áreas vulcânicas recentes, áreas de dissolução cálcica, a planícies costeiras e deltas.</p>

Figura 2.10 - O significado genético dos padrões básicos de drenagem e dos básicos modificados. Segundo HOWARD (1967) (continuação).

No entanto, deve-se estar atento as variações no regime hidrológico atual, visto que são função das interações entre as condições climáticas e o substrato rochoso, que são fatores até certo modo estáveis. Assim, anomalias associadas ao regime hidrológico acabam indicando interferência antrópica acentuada.

Desse modo, considera-se neste trabalho que o estudo dos padrões de drenagem são de grande importância na análise geomorfológica, principalmente no que se refere à compreensão dos condicionamentos morfoestruturais do relevo, devendo ser escopo do mapeamento e da análise geomorfológica em escala pequena e média, onde se deve representar a rede hidrográfica detalhadamente, uma vez que ela também define os tipos de relevo (dimensão e orientação das formas).

### 2.3.2 Densidade

O conceito de densidade de drenagem foi introduzido por HORTON (1945), sendo a densidade de drenagem ( $D_d$ ) definida como a relação entre a somatória do comprimento total dos canais ( $L$ ) e a área da bacia ( $A_d$ ), que se expressam pela equação:

$$D_d = \frac{\sum L}{A_d}$$

Para GARNIER (1983), a densidade de drenagem é um índice que relaciona os inputs e outputs hidrológicos, entendendo-se que o padrão responde à quantidade de precipitação (inputs) e é governado pelo escoamento (outputs).

Assim, a densidade de drenagem é entendida como sendo em parte dependente do clima, embora sua influência não seja direta, mas dependente da influência que o clima exerce sobre a vegetação

tanto em escala global como regional, e sobre o desenvolvimento dos solos que são variáveis efetivas no condicionamento do escoamento.

Neste sentido, LEOPOLDO et alii (1964) considera que diferenças inter-regionais na densidade de drenagem, que tendem a ser pequenas quando comparadas às diferenças geradas por províncias climáticas distintas, podem estar condicionadas a fatores litológicos e topográficos, especialmente no que se refere às condições de infiltração e de escoamento.

Portanto, a densidade de drenagem relaciona-se com o escoamento superficial, de modo que a alta densidade de drenagem indica baixo índice de infiltração, que resulta numa rápida concentração do escoamento superficial e num alto potencial de fluxo.

Tais condições refletem-se na relação entre a intensidade de fluxo de subsuperfície e de superfície, de modo que as rochas de pequena permeabilidade, e conseqüentemente de baixa infiltração, associam-se à áreas de maior densidade de drenagem, ocorrendo o inverso quando a permeabilidade das rochas é elevada, conforme é mostrado por RAY e FISCHER (1960 in CHORLEY et alii, 1985), na Figura 2.11.

Os contrastes nas propriedades de permeabilidade e infiltração das diferentes rochas podem ainda determinar pequenas variações na densidade de drenagem sazonal durante tempestades ocasionais, influenciando na magnitude do escoamento superficial da área.

Assim, um alto potencial de fluxo associado a um baixo índice de infiltração e à rápida concentração do escoamento superficial caracterizam as condições dinâmicas das regiões com alta densidade de drenagem, enquanto que áreas de baixa densidade de drenagem apresentam alto índice de infiltração e escoamento superficial laminar generalizado (RODDA, 1969, in GARNIER, 1983).

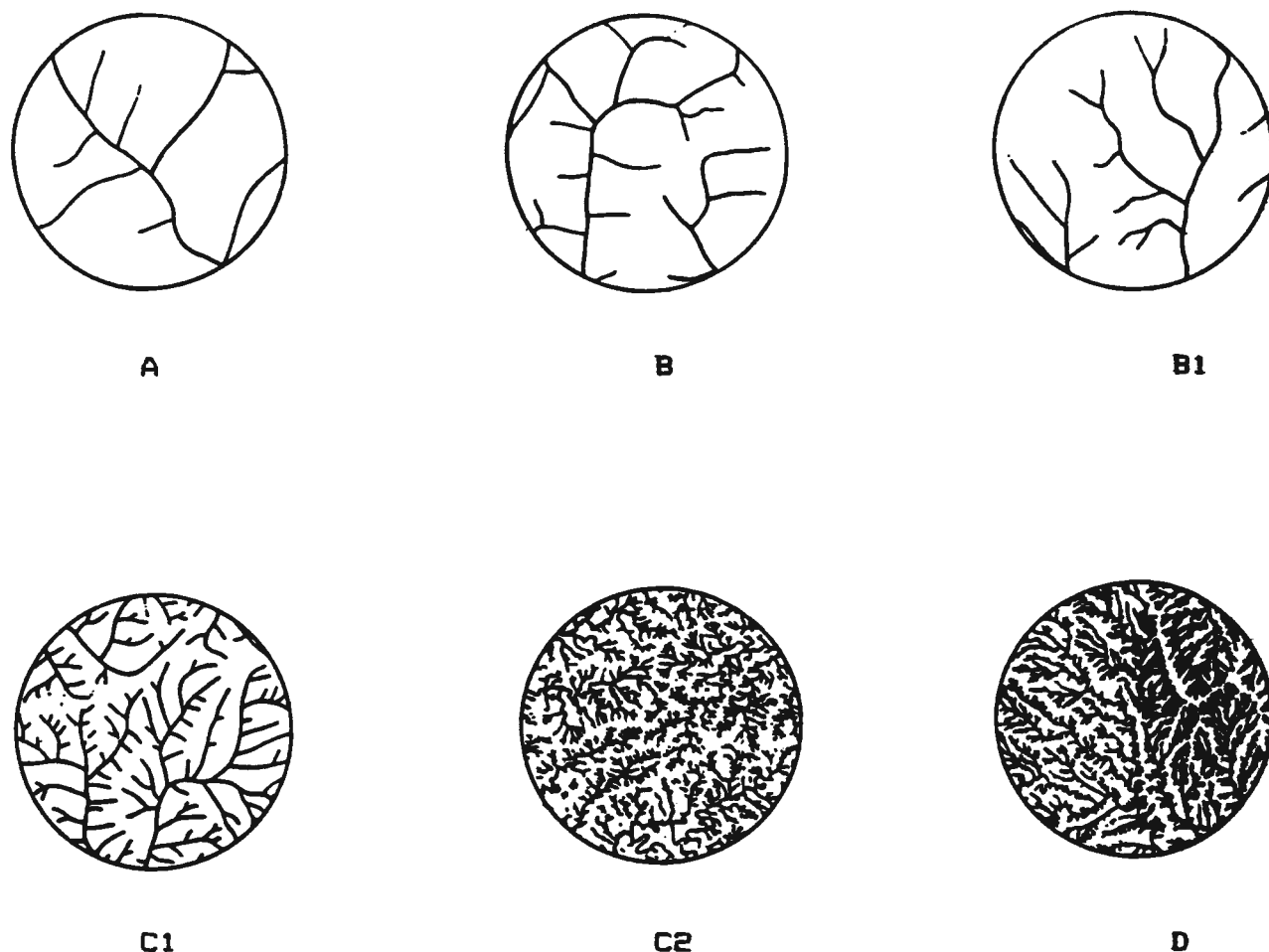


Figura 2.11 - Variação na densidade de drenagem em 4 diferentes tipos de rochas: gabro (A), granito (B e B1), folhelho (C1 e C2) e filito (D) Conforme RAY e FISCHER, (1960, in CHORLEY et alii, 1985, p. 326).

Na análise da densidade de drenagem, como assinala SCHUMM (1977), é importante observar que a bacia de drenagem, em sua evolução, tende a diminuir sua densidade aumentando o comprimento do canal. Tal fato pode ser observado na medida em que próximo aos divi-

sores há uma tendência à maior densidade de drenagem, que decresce para o interior da bacia, como consequência da redução dos declives das vertentes e do gradiente da corrente e consequente alargamento dos principais vales.

HOWARD (1967) adota o termo "textura" para descrever a densidade de drenagem e se refere ao espaçamento relativo das linhas de drenagem independentemente do tipo de escoamento sazonal ou perene.

Essa diferença de conceituação se deve ao fato de HOWARD (1967) considerar que as determinações quantitativas da densidade de drenagem são extremamente laboriosas e demoradas e que os resultados, muitas vezes, são pouco satisfatórios para os estudos geológicos e geomorfológicos.

Para HOWARD (1967), a textura de drenagem é condicionada pelos seguintes fatores:

- condições climáticas, principalmente a quantidade e distribuição da precipitação;
- características da rocha, como a estrutura, textura e o tamanho de fragmentos liberados pelo intemperismo;
- capacidade de infiltração;
- topografia;
- estágios e número de ciclos de erosão.

Considera ainda que, numa pequena área de estudo, os fatores climáticos, a topografia e o estágio e número de ciclos de erosão podem ser razoavelmente constantes, de modo que as variações na textura de drenagem refletem diferenças na capacidade de infiltração e na composição da rocha.

A textura de drenagem é um parâmetro significativo no entendimento das relações entre os atributos da forma da bacia e os pro-



cessos que operam ao longo do canal, e nas informações sobre o grau de dissecamento e do tamanho das formas do relevo.

A textura de drenagem foi classificada por SMITH (1950 - in GREGORY e WALLING, 1973) e HOWARD (1967) em três tipos: fina, grossa e média; conforme é mostrado na Figura 2.12.

Deve-se assinalar que a determinação do tipo de textura ou do valor da densidade de drenagem apresenta problemas, visto a variedade de resultados que apresenta em virtude do material utilizado para a extração da rede de canais. Essas variações ocorrem em consequência do tipo de base topográfica e escalas, e com relação à base topográfica e fotografias aéreas, conforme ilustrado na Figura 2.13.

PONÇANO et alii (1989) fazem uma comparação da densidade da rede de drenagem obtida segundo vários critérios de reconstituição, que é mostrado na Figura 2.14.

Com base nesses fatos, sugere-se que a densidade de drenagem seja utilizada como elemento qualitativo e indicativo nos estudos de escala pequena e média e avaliada de modo preciso e quantitativo nos estudos de detalhe.



FINA: Apresenta alto grau de ramificações das linhas de drenagem, resultando numa densa rede de canais. É típica de substratos argilosos, folhelhos, silte e outros materiais relativamente impermeáveis e de relevos íngremes onde se tem elevada velocidade de fluxo e reduzida infiltração.

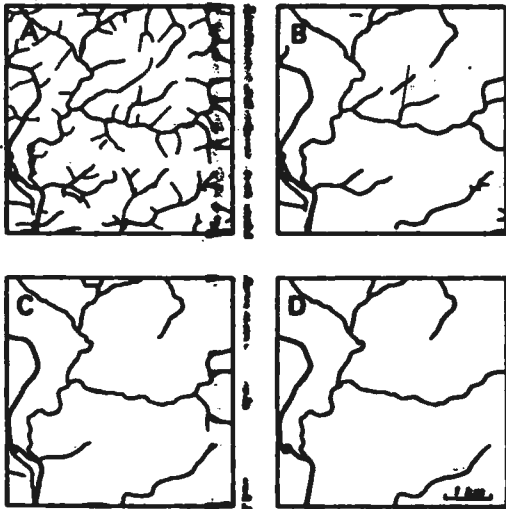


GROSSA: Exibe ramificações grandes e longas, predominam vales separados e solitários. É típica de materiais permeáveis: arenitos, conglomerados e intemperizadas com fragmentos grossos.



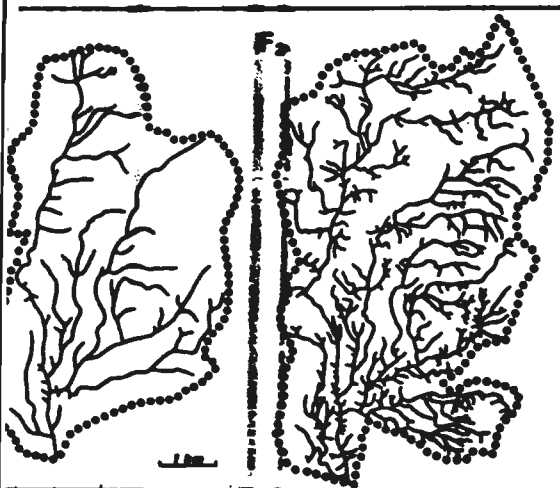
MÉDIA: É intermediária entre os dois.

Figura 2.12 - Os padrões de textura de drenagem. Segundo SMITH (1950 in GREGORY e WALLING, 1973) e HOWARD (1967).



Variação dos valores de densidade de drenagem, da região de Devon, obtida por meio de documentos topográficos diferentes.

- A) Densidade de drenagem  $D=1,72 \text{ Km/Km}^2$ , baseada no mapa topográfico 1:25.000, de edição regular.
- B)  $D=1,32$ , baseada no mapa de edição provisória em escala 1:25.000.
- C)  $D=1,09$ , baseada em mapa em escala 1:63.360 e
- D)  $D=0,82$ , baseada em mapa em escala 1:250.000 (in GREGORY e WALLING, 1973, fig. 2.3, pg. 47).



Comparação da densidade de drenagem obtida em carta topográfica em escala 1:15.840 ( $F_1$ ) e em fotografia aérea ( $F_2$ ).

(in GREGORY e WALLING, 1973, fig. 2.3, pg. 47)

**Figura 2.13 - Variações no tipo de textura ou densidade de drenagem em virtude do material utilizado para o traçado dos canais. Segundo GREGORY e WALLING (1973, pg. 47).**

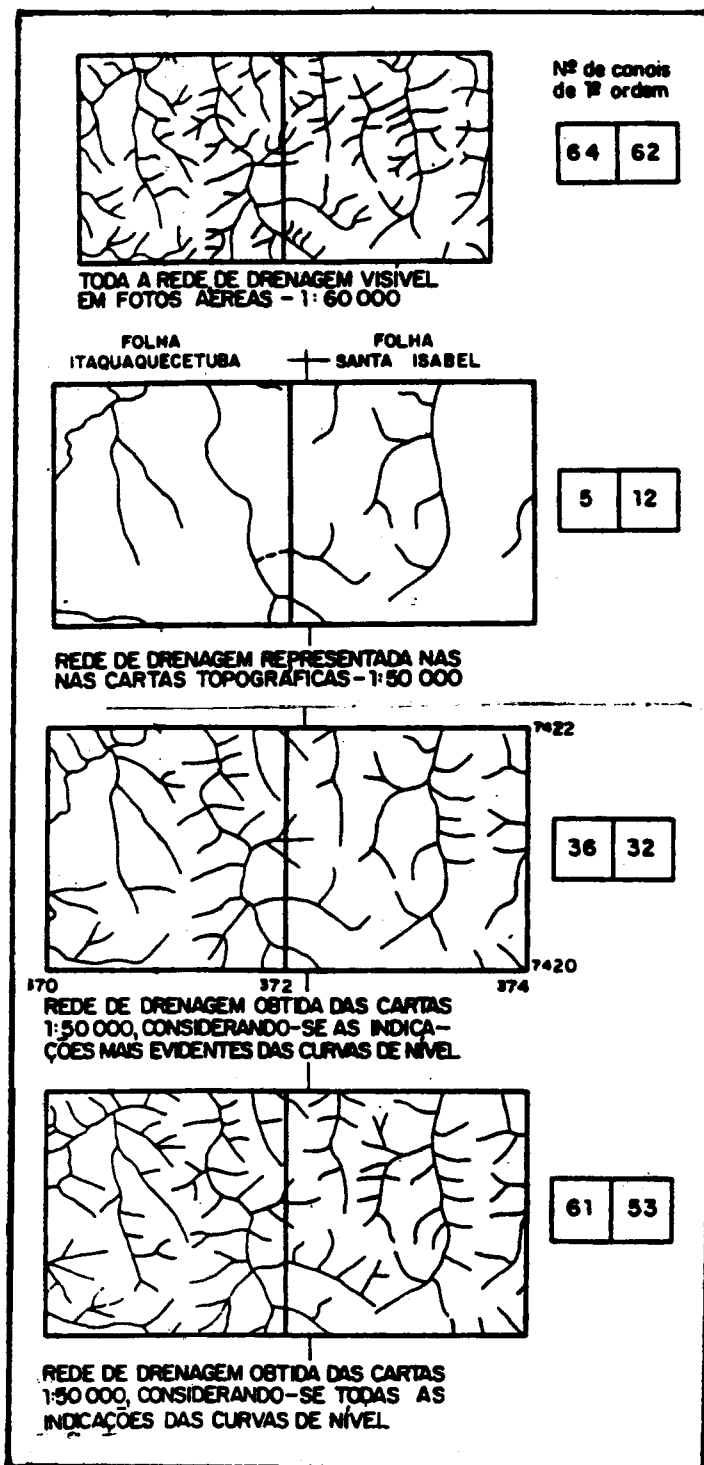


Figura 2.14 - Comparação da rede de drenagem obtida por vários critérios de reconstituição. Segundo PONÇANO et alii (1989).

### 2.3.3. Vales fluviais

Os vales fluviais, por razões de simplicidade e conveniência de discussão, podem ser subdivididos em três partes, as quais foram denominadas por SCHUMM (1977) Zonas 1, 2 e 3.

A Zona 1, corresponde à porção alta da bacia, onde os vales são predominantemente erosivos, esculpido em rocha, de modo que sua morfologia reflete a relação entre a competência do rio e a resistência à erosão do substrato litoestrutural.

A Zona 2, corresponde à porção média da bacia, onde alternam-se processos erosivos e deposicionais responsáveis pela formação de planícies de inundação e terraços, que são as feições mais frequentes na Zona 3, que corresponde ao baixo curso do rio, onde predominam a deposição e os canais aluviais.

O estudo dos vales fluviais baseia-se na análise das características dos seus perfis longitudinal e transversal. O estudo do perfil longitudinal é feito comumente a partir da análise de cartas topográficas, por intermédio das quais pode-se obter informações sobre sua morfologia e morfometria, cujo significado deve ser obtido nos trabalhos de campo. O estudo do perfil transversal resulta da análise geomorfológica de cartas topográficas e fotográficas aéreas, sendo que a maior parte das informações são obtidas durante os trabalhos de campo.

KOSTENKO (1975) considera que o estudo dos perfis longitudinais e transversais dos vales fluviais é um elemento importante para a análise geomorfológica, pois por meio de seu estudo pode-se distinguir formas de relevo fluvial de diferentes magnitudes, as quais refletem as etapas antigas e inativas da formação do vale e as etapas recentes e ativas do seu desenvolvimento.

Com o objetivo de realizar uma análise integrada dos vales fluviais, é necessário considerar as diferentes zonas da bacia hidrográfica e os padrões que o vale e o canal assumem em cada uma delas ao longo do seu perfil longitudinal, Figura 2.15, visto que as anomalias detectadas nestas zonas podem fornecer informações de grande valor para a interpretação da hidrodinâmica e da dinâmica neotectônica atual da bacia, assim como também da sua evolução histórica.

As características do perfil longitudinal dos vales, como sumariados por CHRISTOFOLETTI (1981), têm sido utilizadas pelas diversas linhas de abordagem e teorias geomorfológicas como um elemento significativo para a explicação do modelado do relevo, embora tendo significado diferente em cada uma delas.

CHRISTOFOLETTI (1981) assinala que, dentro da ótica davisiana, e com base nos trabalhos de MACKIN (1948) e de BAULIG (1950), várias idéias e conceitos sobre o perfil longitudinal dos vales, podem ser resgatados dentre os quais destacam-se:

- a noção de equilíbrio aplica-se ao trabalho fluvial, sendo que a declividade em cada local do canal reflete o balanço entre as forças de entalhamento e de deposição, sendo que a declividade existente está apta a transportar a carga que é fornecida ao canal;
- todo e qualquer perfil longitudinal assinala equilíbrio provisório, modificável no transcorrer do tempo;
- o equilíbrio do perfil propaga-se de maneira progressiva, de jusante para montante; sendo que a erosão remontante é o processo responsável pelo estabelecimento do equilíbrio, primeiro junto à foz e por último nas cabeceiras;

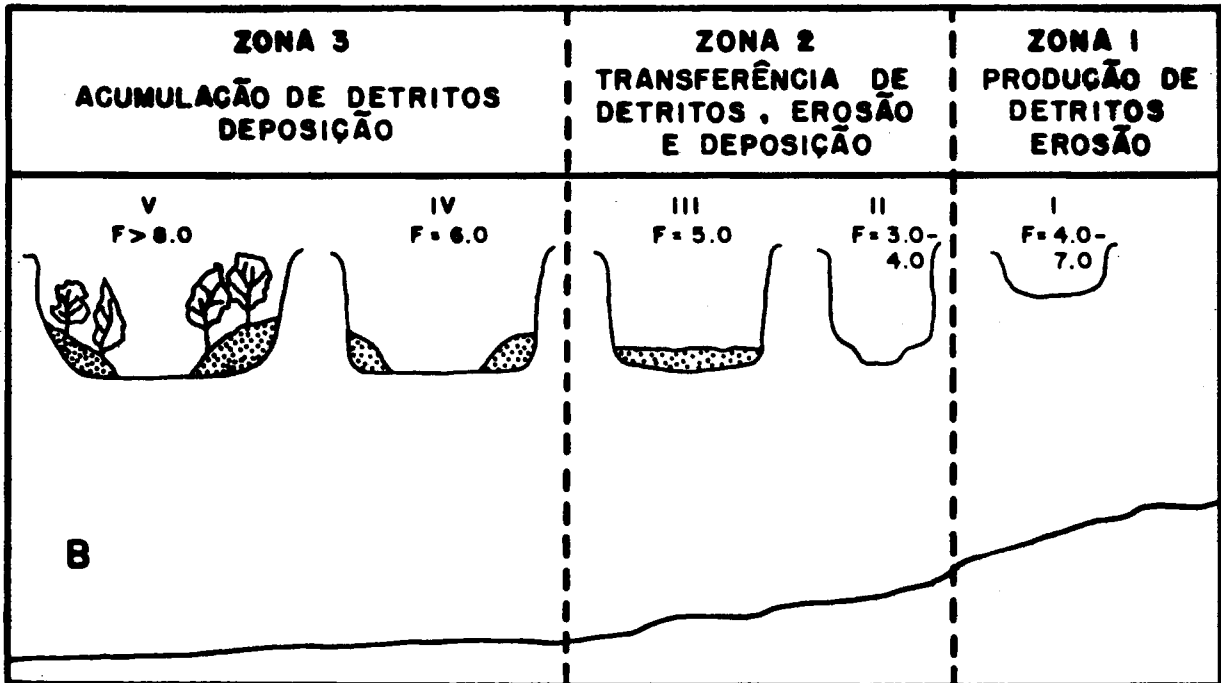


Figura 2.15 - Seção esquemática do perfil longitudinal e de 5 tipos de perfis transversais dos vales fluviais, que são caracterizados pela relação  $F = \frac{\text{LARGURA}}{\text{PROFUNDIDADE}}$ . Indica-se também as principais zonas da bacia fluvial e os processos predominantes. Baseado em SCHUMM, 1977 e SCHUMM et alii, 1984 (in CHORLEY et alii, 1984).

- o perfil reflete um ajustamento entre o débito, a velocidade e a carga detrítica, de modo que o aumento gradual do débito em direção de jusante é associado à diminuição gradativa na declividade do perfil, que influencia diretamente na velocidade das águas. A diminuição de declividade e da velocidade provoca diminuições na competência, tendo como consequência a redução da granulometria dos sedimentos componentes da carga do leito. Dessa maneira, pela deposição e pelo entalhamento, o perfil controla a velocidade necessária para efetuar o transporte da carga detrítica;

- o perfil longitudinal não precisa ser sempre uma curva côncava regular. Conforme a carga detrítica e o débito, cada tributário pode ocasionar modificações e mudanças no perfil longitudinal do rio principal. Dessa maneira, evidenciam-se condições para a existência de segmentos diversos, com características diferentes, expressando o perfil de equilíbrio;

- o perfil longitudinal estabelece-se em virtude das grandes cheias, quando o rio atinge o seu maior poder de abrasão em consequência da elevada carga detrítica que lhe é fornecida.

Na ótica de LEOPOLD et alii (1964), o perfil longitudinal é dependente, sendo controlado pelas seguintes variáveis: débito, carga detrítica fornecida ao canal, tamanho dos detritos, resistência ao fluxo, velocidade, largura, profundidade e declividade.

"...A quantidade e o tipo de carga detrítica fornecido aos cursos de água estão na dependência da composição litológica, da meteorização e dos processos morfogenéticos atuantes sobre as vertentes. Entretanto, no canal fluvial, as observações têm demonstrado



que a granulometria dos sedimentos vai diminuindo em direção de jusante. O decréscimo no tamanho dos sedimentos representa diminuição na competência do rio, cuja redução é explicada pela diminuição na força de cisalhamento (LEOPOLD, 1953). A abrasão e o selecionamento são outros dois processos aventados para explicar a progressiva diminuição da granulometria do material da carga do leito em direção a jusante. HACK (1957, p.58) observou haver relacionamento consistente entre o tamanho médio do material detrítico do leito do rio e a declividade do canal, principalmente para rios individuais ou grupos de rios classificados conforme a similitude geológica de suas bacias. Este autor assinalou que a mudança da declividade em direção a jusante está ligada ao tamanho dos sedimentos e, quanto mais rapidamente diminuir o tamanho do material do leito do rio, mais concavo será o perfil longitudinal" (CHRISTOFOLETTI, 1981).

CHRISTOFOLETTI (1981), assinala que se verifica no canal fluvial, de montante para jusante:

- aumento do débito, da largura e da profundidade do canal, da velocidade média das águas e do raio hidráulico;
- diminuição no tamanho dos sedimentos, da competência do rio, da resistência ao fluxo e da declividade.

JAIN (1980), assinala que o perfil longitudinal dos vales, além de depender das variáveis hidrológicas, reflete condicionantes litoestruturais e proporcionam, juntamente com os demais elementos da rede de drenagem, material sumamente valioso para o estudo dos movimentos novíssimos da crosta terrestre. Visto que o seu desenvolvimento está intimamente relacionado a um nível de base, o qual, sofrendo influência de movimentos neotectônicos, pode vir a provocar um rearranjo na morfologia do perfil longitudinal.

No estudo aqui efetuado, é importante assinalar as características do perfil longitudinal e suas principais condicionantes, uma vez que uma mesma feição geomorfológica pode ser gerada por diferentes processos.

Assim, a análise do comportamento do perfil longitudinal do canal não deve ser feita isoladamente, mas sim dentro de um contexto mais amplo, no qual a somatória de evidências obtidas da análise de outros elementos do relevo permita compreender o significado da forma e das variações do perfil longitudinal.

De modo geral, o perfil longitudinal apresenta segmentos convexos, retilíneos e côncavos, os quais são separados por rupturas de declive denominadas de knick points.

As feições do perfil longitudinal, embora não sejam elementos mapeáveis, devem ser avaliadas durante a fase preliminar do mapeamento geomorfológico, uma vez que fornecem informações importantes para a orientação dos trabalhos de campo, como é indicado na Figura 2.16.

O perfil transversal dos vales fluviais, em sua variedade de formas, refletem:

- a variação da resistência à erosão do material que o canal está erodindo;
- a hidrodinâmica da bacia hidrográfica;
- mudanças localizadas nas condições neotectônicas que provocam mudanças na hidrodinâmica da bacia.

KOSTENKO (1975), com base nas variações da morfologia dos perfis transversais dos vales fluviais, caracteriza-os em três tipos: erosivo, erosivo-acumulativo e acumulativo, os quais ocorrem, de modo geral, associados respectivamente às Zonas 1, 2 e 3, indi-

SEGMENTOS CÔNCAVOS	- indicam a diminuição da granulometria do material de fundo, da competência do canal ou áreas com movimentos neotectônicos de subsidência.
SEGMENTOS CONVEXOS	- indicam o aumento da granulometria do material de fundo devido ao aporte de sedimentos dos tributários que atravessam litologias mais resistentes, ou presença de rochas mais resistentes no leito do canal que formam rápidos, corredeiras e cachoeiras; ou movimentos neotectônicos ascensionais associados a arqueamentos e movimentos diferenciais de blocos tectônicos; nestas situações associa-se a convexidade do perfil longitudinal vales estreitos e profundos e vertentes convexas.
SEGMENTOS RETILÍNEOS OU POUCO CONVEXOS	- indicam o aumento da granulometria dos sedimentos do canal, ou áreas de comportamento neotectônico estável.
PERFIS ESCALONADOS	- indicam a presença de fraturas ativas, ou mudanças de tipo ou composição da rocha, ou ainda, mudança de consumo de água em relação a desembocadura de afluentes.
KNICK POINT	- representando rupturas de declive positivas, indicam presença de rápidos, corredeiras, saltos, cachoeiras e cataratas; representando rupturas de declive negativas, indicam diminuição de gradiente e, portanto, áreas de deposição.

Figura 2.16 - Feições morfológicas do perfil longitudinal dos rios e seus possíveis condicionantes genéticos.

cando uma variação da forma do perfil transversal ao longo do perfil longitudinal.

Os padrões básicos de vales fluviais reconhecidos são apresentados na Figura 2.17, que, além das formas, detalha os vales acumulativos com base no tipo de deposição de duas e três sequências deposicionais, sendo as referências básicas os trabalhos de KOSTENKO (1975), SCHUMM (1977), CHRISTOFOLETTI (1981) e CHORLEY et alii (1984).

As anomalias nos perfis transversais dos vales fluviais são representadas pela ocorrência de perfis discordantes com relação ao seu posicionamento ao longo do perfil longitudinal, de modo que seu reconhecimento durante o mapeamento geomorfológico é de grande importância para a análise histórica e dinâmica do relevo. Assim, na Figura 2.18 representa-se, algumas anomalias de vales fluviais em que se indica seus possíveis condicionantes.

#### 2.3.4 Canais

O estudo das características morfológicas dos canais fluviais tem por objetivo avaliar a interação atual entre os fatores intervenientes na gênese do relevo, visto que, por intermédio de suas características, é possível avaliar o papel desempenhado por cada um desses fatores, bem como avaliar a interferência antrópica na dinâmica da bacia hidrográfica.

O estudo dos padrões e das características morfológicas dos canais fluviais está intimamente relacionado à perspectiva analítico-dinâmica, sendo a abordagem sistêmica a que fornece melhores subsídios à compreensão dessas relações de formas e processos. Desse

EROSIVOS	Ocorrem nas zonas 1 e 2 da Bacia Hidrográfica e ou em áreas com predomínio de movimentos neotectônicos ascensionais e canais em rocha.		VALE EM GARGANTA: Entalhe Alongamento Largura Profundidade Canais com gradiente elevado e alto poder erosivo		VALE EM CALHA: Entalhe Alargamento			
			Amplitude de relevo elevadas Tipo 1: em rochas brandas Tipo 2: em rochas sedimentares com diferentes resistências à erosão		VALE ASSIMÉTRICO: São condicionados por: - Controle estrutural devido ao aca mamento - áreas opostas de meandros - efeito da força de Coriolis - microclimas e paleoclimas - áreas falhadas com movimentação diferencial das margens			
			VALE EM V Entalhe = Alargamento Vertentes simétricas Associam-se a rochas homogêneas		VALE EM U Associa-se a áreas com alternância de morfogênese fluvial e glacial, sobre rochas resistentes. Vertentes íngremes.			
		TECTONICAMENTE INATIVOS PRÉ-PLEISTOCÊNICOS		TECTONICAMENTE ATIVOS PLEISTOCÊNICOS E RECENTES				
EROSIVOS ACUMULATIVOS	Ocorrem nas zonas 2 e 3 da Bacia, ou em áreas com com portamento neotectônico de intensidade e sentido osci latório, canais em rocha e aluviais		PRE-PLEISTOCÊNICOS Vale com terraço integralmente embutido		PLEISTOCÊNICOS E RECENTES Vale com terraço parcialmente embutido			
			Vale com terraço escalonado		Vale com terraço escalonado Levantamento uniforme e lento Erosão deposição			
ACUMULATIVOS	Ocorrem na zona 2 ou 3 da Bacia Hidrográfica e ou áreas com comportamento neotectônicos de sub sidência estáveis e uniforme. Canais aluviais.	TIPO EMBUTIDO		TIPO RECOBRIMENTO				
			1 Terraço		Sem Terraço		2 Terraços	
		duas se quências deposicio nais		2 Terraços		Sem Terraço		1 Terraço
		três se quências deposicio nais		1 Terraço		Sem Terraço		1 Terraço

Figura 2.17 - Padrões de Perfis Transversais dos Vales Fluviais e Seus Possíveis Significados Genéticos. Basea do em KOSTENKO (1975), SCHUMM (1977), CHRISTOFOLETTI (1981) e CHORLEY et alii (1984).

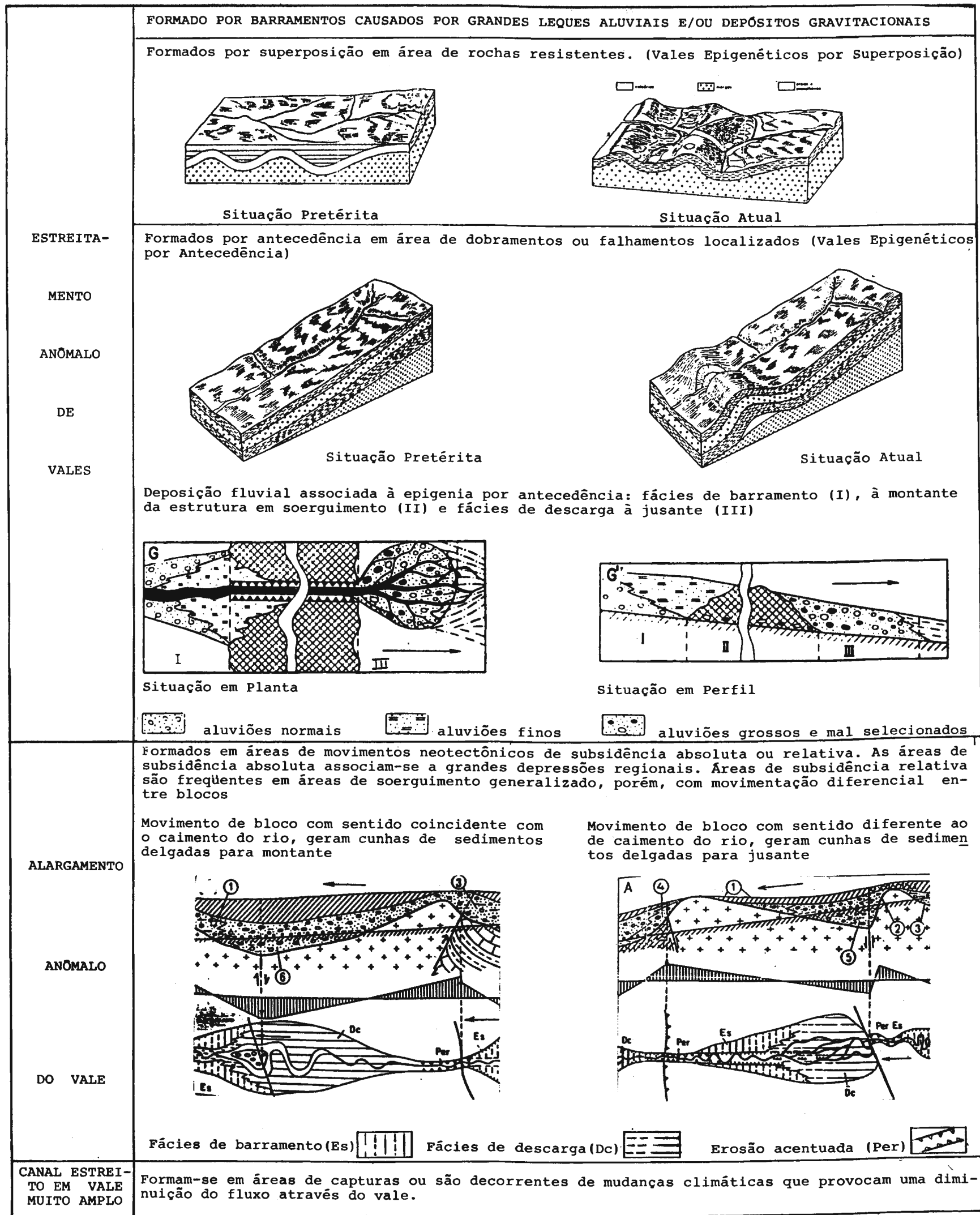


Figura 2.18 - Anomalias dos Vales Fluviais e seus Possíveis Condicionantes. Baseado em KOSTENKO (1975), CHRIS TOFOLETTI (1981) e CHORLEY et alii (1984).

modo, pelos tipos de canais pode-se avaliar as condições climáticas vigentes e as propriedades do substrato.

Por sua vez, a detecção dentro de uma mesma bacia, de mudanças bruscas, anomalias, constitui em um importante instrumento para a análise geomorfológica, visto que essas ocorrências indicam variações localizadas nas condições hidrodinâmicas e/ou no comportamento neotectônico da bacia hidrográfica.

Para se caracterizar a tipologia dos canais fluviais, consultou-se os trabalhos de SCHUMM (1963, 1968, 1973 e 1981), LEOPOLDO et alii (1964), HOWARD (1967) e KOSTENKO (1975), além dos trabalhos de BRICE (1975 in CHORLEY et alii 1985), MIALI (1977 in MORISAWA 1985) e CHORLEY et alii (1984) e MORISAWA (1985).

As feições aqui assinaladas são aquelas que podem ser rapidamente reconhecidas durante os trabalhos de mapeamento e que fornecem subsídios à análise geomorfológica.

Neste sentido, pelo tipo de canal procura-se reconhecer o substrato atravessado, e suas características, diferenciando os canais em rocha e os canais aluviais.

Com base nessa diferenciação, enumera-se os principais controles estruturais dos canais em rocha, e a morfologia, a dinâmica e as modificações mais frequentes nos canais aluviais.

Posteriormente, identifica-se as anomalias de morfologia dos canais, procurando identificar seus principais condicionantes.

Deve ficar claro que o estudo da morfologia dos canais fluviais não oferece subsídios à análise Sintético-Histórica, os quais devem ser obtidos por intermédio do estudo dos depósitos sedimentares correlativos presentes na planície de inundação (história pré-atual) e nos terraços (história quaternária).

Dessa forma, os depósitos correlativos da ação fluvial atual são as barras desenvolvidas por agradação lateral do canal e os depósitos de finos, formados por agradação vertical durante as épocas de cheia.

Com base nos estudos acima mencionados, caracteriza-se nas Figuras 2.20 à 2.22, a tipologia e a dinâmica dos canais fluviais e as anomalias e seus possíveis condicionantes, no sentido de orientar o mapeamento e a análise geomorfológica.

Contudo, é necessário, mencionar que os parâmetros aqui utilizados têm um caráter ilustrativo, na medida em que um estudo exaustivo destas variáveis escaparia ao escopo da proposta de mapeamento aqui apresentada, devendo vir a ser complementada futuramente.

Os canais fluviais, segundo SCHUMM (1977), podem ser separados em dois grandes grupos: canais em rocha e canais aluviais. Os canais sobre rocha são confinados pelo substrato e suas estruturas, sendo a morfologia determinada pelo material do fundo e das margens.

Os canais aluviais adquirem suas dimensões, formas, padrão e gradiente como resposta das características dinâmicas do canal.

MORISAWA (1985) considera que a morfologia do canal fluvial é resultante da interação entre a força da água e a resistência do material por meio do qual ela flui. Assim, pelas características morfológicas do canal pode-se reconhecer algumas das propriedades do material de fundo e das margens, conforme é descrito na Figura 2.19.

Os canais em rocha têm sua orientação condicionada pela disposição dos sistemas de juntas e pelo seu arranjo espacial que favorecem a percolação das águas pluviais, que preparam seletivamente o substrato rochoso para a ação erosiva gerando padrões e anomalias



CANAL LARGO E MEANDRANTE	Associa-se à margens erodíveis em rochas brandas e com baixa resistência à erosão
CANAL FUNDO	Associa-se à rochas com baixa resistência à erosão
CANAL ESTREITO E RETILÍNEO COM RÁPIDOS E CORREDEIRAS	Associa-se à rochas resistentes à erosão
CANAL SIMPLES, PROFUNDO E ESTREITO, COM RÁPIDOS EXTENSOS, ASSOCIADOS A VALE EM V E COM DECLIVIDADE ACENTUADA EM AMBOS OS LADOS	Indicam presença de substrato arenoso
CANAL ENTRELAÇADO, RASO, AMPLO E PLANO, COM RÁPIDOS PEQUENOS	Indicam a presença de silte e argila

Figura 2.19: Aspectos morfológicos dos canais fluviais condicionados pelas características do material do fundo e das margens do canal. Segundo MÓRISAWA (1985)

nos canais fluviais, as quais, segundo KOSTENKO (1974), são causadas pelo fenômeno da refração.

Tal fenômeno ocorre quando sistemas de juntas se interceptam, provocando mudanças na direção e na morfologia dos canais, produzindo diferentes padrões de orientação de drenagem, os quais podem ser produzidos tanto pelo deslocamento das juntas quanto pela simples justaposição de sistemas diferentes, que podem formar diferentes combinações, como as mostradas na Figura 2.20.

Contudo, deve-se ressaltar que, pelo fato desses padrões de canal refletirem tanto situações estáticas do substrato rochoso como situações dinâmicas, a determinação de deslocamentos neotectônicos apenas por intermédio de dados geomorfológicos, em particular pela deformação dos canais, pode levar a resultados equivocados.

Os canais aluviais caracterizam-se por ajustar em suas dimensões, formas, padrões e gradientes, como resposta à mudanças que possam ocorrer na bacia, de modo a ter sua carga e tipo de material transportado ajustados às condições do fluxo atual.

Os padrões básicos dos canais aluviais são diferenciados com base no grau de sinuosidade (S), cuja relação é dada pelo comprimento do canal (Cc) sobre o comprimento do vale (Cv), onde:

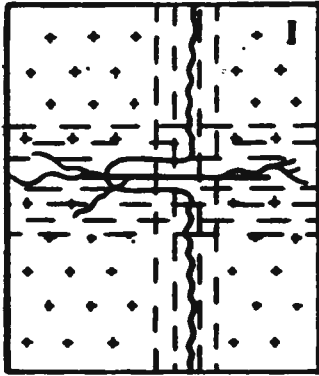
$$S = \frac{C_c}{C_v}$$

SCHUMM (1963), com base nessa relação, reconheceu cinco categorias de canais aluviais: retilíneo, transicional, regular, irregular e tortuoso, mostrados na Figura 2.21.

Utilizando-se também da relação de sinuosidade, LEOPOLD et alii (1964), reconheceram três padrões de canais aluviais que são: o retilíneo, o entrelaçado e o meandrante.

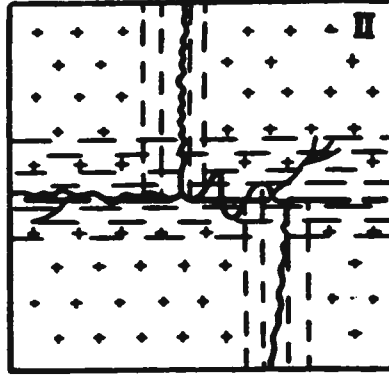
Refracção simples e primária sem mudança de direcção original

Direcção Idêntica



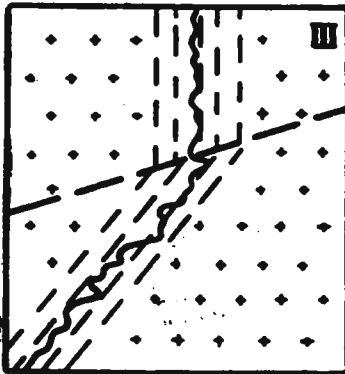
A

Paralelo Deslocada



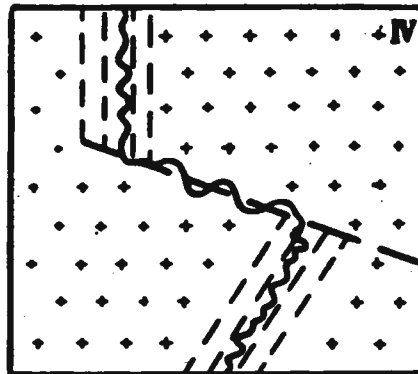
Refracção composta e primária com mudança de direcção

Sem Deslocamento

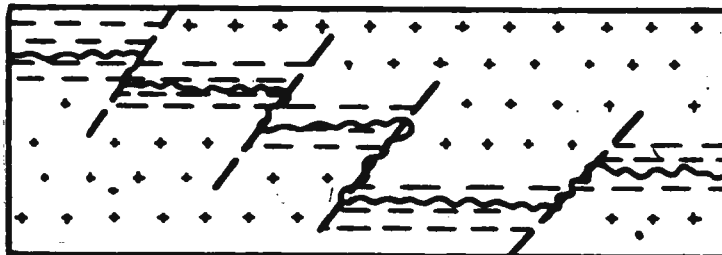


B

Com Deslocamento



Refracção multidireccional com deslocamento paralelo de repetição múltipla



Refracção multidireccional com deslocamento e mudanças em diversas direcções

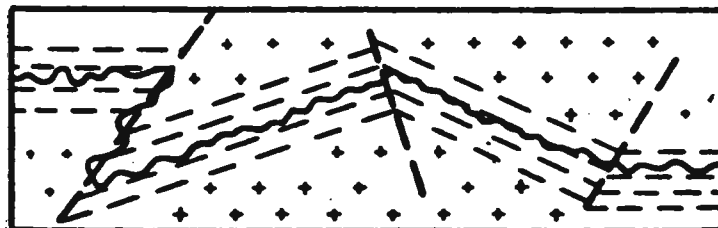


Figura 2.20 - Tipos de refracção e o seu condicionamento na orientação dos canais fluviais sobre rocha. Segundo KOSTENKO (1975).

BRICE (1975), além da sinuosidade, adotou como critério para classificação dos canais aluviais os seguintes elementos:

- para os canais meandrantés, identificou as diferentes dimensões de meandros, indicando o caráter bimodal como diferenciação dos canais;
- para os canais entrelaçados, propôs o cálculo de grau de entrelaçamento, que é obtido pela relação entre o comprimento do canal sobre o número de ilhas ou de barras existentes no trecho (expresso em porcentagem);
- para o estudo dos canais ramificados propôs o estudo do grau de ramificação, que é a porcentagem do comprimento do canal ocupado por uma ilha.

Com base nestes critérios, BRICE (1975 in CHORLEY et alii, 1984) define diferentes tipos de canais, os quais são apresentados na Figura 2.21, que mostra também os valores das relações obtidas de grau de sinuosidade, grau de entrelaçamento e grau de ramificação.

SCHUMM (1968 in SCHUMM, 1977) assinala que a forma dos canais aluviais é determinada pelo tipo de material transportado e pelo modo de transporte, os quais são muito mais significativos do que a descarga e o tamanho absoluto do material de fundo.

Com base no tipo de transporte dos canais aluviais, definidos como: de carga de fundo, de carga mista e de carga em suspensão, SCHUMM (1968) propõe uma classificação dos padrões de canais que, posteriormente, evolui para uma classificação do grau de estabilidade da forma do canal, que depende da inter-relação entre a carga de sedimento e a capacidade de transporte do canal. Dessa relação resultam três categorias de canais: estável, erosivo e deposicional.

PADRÕES BÁSICOS (Leopold et alii, 1964)	VARIÁÇÕES DE PADRÕES (Brice, 1975)	CARACTERÍSTICAS GERAIS (Leopold et alii, 1964)	PADRÕES, TIPOS DE CARGA E ESTAB. RELATIVA (Schumm, 1981)				DEPÓSITOS	
			Características Gerais	Tipo Carga	Morfologia	Feições de Mudança	No Canal	Na Planície
RETILÍNEO (Straight)		Possuem sinuosidade baixa são rasos. O talvegue é sinuoso e tem remansos (parte profunda) alternados com rápidos (partes rasas). Tem fluxo e padrão deposicional semelhante aos canais meandran-tes. A erosão ocorre nos remansos e a de posição em barras são ocorrem em pequenas distâncias que nunca excedem a 10 vezes a sua largura.	Tipo 1: Tem largura relativamente homogênea. É relativamente estreito e profundo. A relação Largura x Profundidade é baixa. Transporta pequena carga de areia e seixos. As margens são relativamente estáveis devido a elevada carga de silte e argila. O canal não apresenta erosão nas margens nem mudanças. Pode ocorrer migração de barras através do canal, porém não gera instabilidade. Padrões de rara ocorrência na natureza.	SUSPENSÃO		A 	DESLOCAMENTO DE BARRAS TRANSVERSAIS	
MEANDRANTE (Meandering)		São canais que apresentam uma sequência bem definida de remansos e barras sedimentares alternados com rápidos. As barras sedimentares são denominadas de (point bar) barra em pontal. Ocorrem frequentemente no curso inferior dos rios	Tipo 2: Tem talvegue sinuoso e é relativamente estável. Transporta pequena carga de sedimentos grossos que se movem através de barras alternadas. O deslocamento de barras permite a erosão e proteção das margens alternadamente. Mudanças de talvegue podem ocorrer ao longo do tempo.  Tipo 3A: Talvegue muito sinuoso. O canal é largo e rugoso. Margens estáveis. Transporta pequena carga de sedimentos arenosos.  Tipo 3B: Meandros menos estáveis. Margens constituídas por sedimentos de baixa coesão, sendo mais instáveis que as do tipo 3A. Transporta alta carga de fundo. Carga sedimentar grande e os sedimentos grossos representam uma significativa parte do total da carga. É frequente o crescimento e corte de meandros em colo e em calha. Canal relativamente instável, porém a localização dos cortes são previsíveis. Erosão nas margens e no talvegue é regular. O corte de meandros cria problemas no canal visto que o fluxo é drasticamente alterado, provocando erosão nas margens.  Tipo 4: Canal largo, raso e variável. Pode ter gradiente íngreme. Carga sedimentar grande sendo uma parte significativa constituída por areia, seixos e blocos. Representa uma transição entre canais meandran-tes e entrelaçados. É comum a ocorrência de cortes em calha e no talvegue, mudanças de meandros e erosão das margens. Pode ocorrer formação de ilhas e barras que modificam o fluxo e provocam mudanças nos locais de erosão das margens.	MISTA	2 	B 	DESLOCAMENTO DE BARRAS ALTERNADAS	
ENTRELACADOS (Braided)		Canais com fluxo dividido devido as barras e ilhas, que ficam emersas na época de estiagens e são submersas nas cheias. As barras e ilhas são formadas por adição vertical e lateral de sedimentos. Nos locais com margens frágeis e com descarga elevada este padrão pode se desenvolver	Tipo 5: O talvegue e as barras são instáveis. A carga e o tamanho dos sedimentos são grandes. Ocorrem frequentemente em leques aluviais. Tem gradiente íngreme que se reflete no seu tipo de carga. As margens são frequentemente erodidas. Barras de seixos e ilhas migram frequentemente. Processo de avulsão e colúmu.	DE FUNDO		C 	DESLOCAMENTO DE MEANDROS	
para os canais retilíneos.				LEGENDA	FLUXO ATUAL	ARGILA		
Obs. 2 - Deve-se entender que na coluna depósito os quadros em branco correspondem a feições semelhantes a aquelas assinaladas para carga em suspensão e mista.					BARRAS	MODIFICAÇÃO FUTURA	AREIA E CASCALHO	
 Padrões de Sinuosidades Segundo Schumm (1963) Tortuous Irregular Regular Transitional Straight 2 km			Padrões de Canais Segundo Brice (1975) Grau de Sinuosidade: 1. 1-1.00, 2. 1.00-1.28, 3. >1.28 Grau de Entrelaçamento: 1. 0-5%, 2. 5-34%, 3. 35-65%, 4. >65% Grau de Ramificação: 1. 0-5%, 2. 5-34%, 3. 35-65%, 4. >65%			Padrões de Canais Fluviais Ramificados Segundo Brice (1975) SINUOSOS SUBPARALELOS BIFURCADOS EM CURVA COMPOSTOS SINUOSOS BIFURCADOS		

Figura 2.21 - Padrões de Canais Fluviais Aluviais, baseado em LEOPOLDO et alii (1964), BRICE (1975) e SCHUMM (1963 e 1981).

O canal estável é aquele que não tem apresentado mudanças no gradiente do canal e na dimensão da calha, podendo ocorrer mudanças temporárias durante as cheias, mas mantendo-se o canal estável.

O canal erosivo é aquele que tem sido progressivamente degradado ou alargado pela erosão das margens.

O canal deposicional é aquele que está sendo entulhado ou tendo deposição de sedimentos sobre as margens.

No entanto, é necessário assinalar que esta classificação é aplicável somente para pequenos segmentos do sistema fluvial, visto que as características da corrente do canal pode apresentar mudanças significativas em curtas distâncias devido ao aporte de sedimentos dos tributários; e também foi desenvolvida para rios que têm corrente em fundo arenoso, podendo não ser aplicável em rios com fundo em blocos e seixos.

SHEM e SCHUMM (1981 in CHORLEY et alii, 1984) e SCHUMM (1981 in CHORLEY et alii, 1984), com base na grande mobilidade dos canais aluviais, que se desenvolvem em sedimentos erodíveis em que a ação das correntes movimentam sedimentos formando barras e margens, definiram os tipos mais frequentes de mudanças em canais, as quais foram associadas aos padrões de canais: retilíneo, meandrante e entrelaçados, resultando numa classificação de estabilidade relativa dos canais fluviais.

Dentre os tipos de modificações mais frequentes de canais fluviais, define-se:

- deslocamento de barras transversais;
- deslocamento de barras alternadas;
- corte em colo;
- corte em calha;

- deslocamento de meandro;
- avulsão.

Quanto aos tipos de canais e seu grau de estabilidade, SCHUMM (1981 in CHORLEY et alii, 1984) define cinco tipos, os quais são caracterizados na Figura 2.21.

É preciso atentar para o fato de que os padrões de canal propostos por SCHUMM (1981 in CHORLEY et alii, 1984) representam as diferentes relações de causa e efeito entre tipo de carga de sedimento, velocidade de fluxo e capacidade de transporte da corrente, não sendo somente uma classificação apenas descritiva.

Os padrões individuais de canais fluviais, como indicado anteriormente, fornecem informações sobre as feições estruturais, tipo de rocha, condições hidráulicas e morfoclimáticas de uma dada região.

As anomalias, por sua vez, podem fornecer informações sobre mudanças no regime hidrológico ou no regime neotectônico, indicando a presença de fenômenos locais.

Neste sentido, considera-se como anomalia no padrão do canal fluvial uma discordância ou desvio local no padrão esperado para a área em estudo, que é considerado o padrão normal (DEBLIEUX, 1949 in HOWARD, 1967).

Com o objetivo de orientar a análise geomorfológica, lista-se na Figura 2.22, algumas anomalias observadas nos canais fluviais, indicando-se, também, os seus possíveis condicionantes. Dentre as anomalias têm-se: retilinearidade, ocorrência de meandros comprimidos e entalhados, ocorrência local e abrupta de meandros e canais entrelaçados e ramificações, curvas e voltas anômalas e variações no grau de sinuosidade.

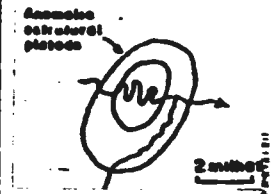
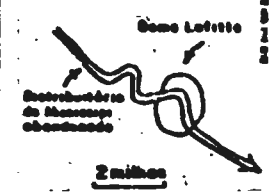
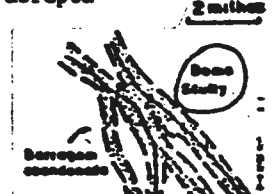
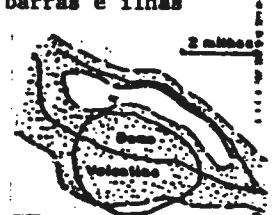
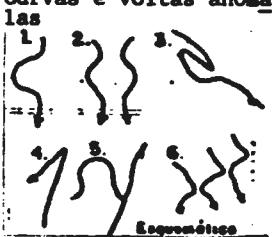
TIPO DE CANAL	ANOMALIAS	CAUSAS A SEREM INVESTIGADAS
RETILÍNEO	RETILINEARIDADE	LITOESTRUTURAIS: Indica a presença de fraturas, veios ou diques
MEANDRANTE	Meandros comprimidos e entalhados 	MOVIMENTO NEOTECTÔNICO ASCENSIONAL: Indica-dos pela formação de um novo padrão de meandros. Se o movimento é rápido cessa a erosão lateral e a incisão vertical fixa os meandros. Se o movimento é lento, o canal retifica o talvegue diminuindo a sinuosidade.
	Ocorrência local e abrupta 	MUDANÇAS NA DINÂMICA DE FLUXO: Dada pela perda de volume devido ao acréscimo local do fluxo inferior e ao aumento da carga de sedimentos que se torna maior que a competência do fluxo.
ENTRELAÇADOS E RAMIFICADOS	Ocorrência local e abrupta 	MOVIMENTO NEOTECTÔNICO ASCENSIONAL: Nos tributários que aumentam a carga de sedimentos, ou no canal principal que causa a diminuição do gradiente.
	Variação no tamanho de barras e ilhas 	No caso de aumento são válidas as causas acima enunciadas.  No caso de diminuição pode estar associada a ocorrência de movimentos ascensionais neotectônicos, ou o aumento da capacidade erosiva devido a diminuição de carga do rio.
OUTRAS FEIÇÕES	Curvas e voltas anômalas 	MOVIMENTOS NEOTECTÔNICOS ASCENSIONAIS: Transversais ao canal, que provocam o seu desvio e formação de curvas ao redor da feição e/ou por bloqueio nos tributários que são defletidos para uma drenagem vizinha formando confluências farpadas e/ou abandonando canais.
	VARIAÇÃO NO GRAU DE SINUSIDADE	MOVIMENTOS NEOTECTÔNICOS: - Se diminui a sinuosidade pode estar ocorrendo movimentos ascensionais. - Se aumenta pode estar ocorrendo movimentos de subsidência.

Figura 2.22 - Anomalias no canal fluvial e suas causas. Baseado em HOWARD (1967) e JAIN (1980).



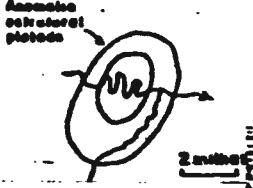
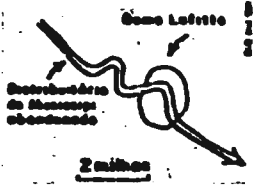
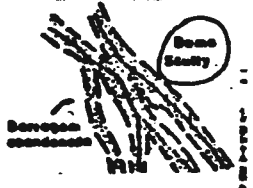
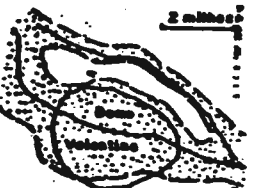
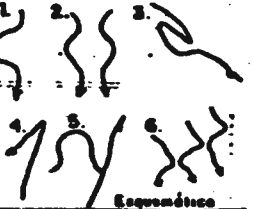
TIPO DE CANAL	ANOMALIAS	CAUSAS A SEREM INVESTIGADAS
RETILÍNEO	<p>RETILINEA RIDADE</p>	<p>LITOESTRUTURAIS: Indica a presença de fraturas, veios ou diques</p>
MEANDRANTE	<p>Meandros comprimidos e entalhados</p> 	<p>MOVIMENTO NEOTECTÔNICO ASCENSIONAL: Indica-dos pela formação de um novo padrão de meandros. Se o movimento é rápido cessa a erosão lateral e a incisão vertical fixa os meandros. Se o movimento é lento, o canal retifica o talvegue diminuindo a sinuosidade.</p>
	<p>Ocorrência local e abrupta</p> 	<p>MUDANÇAS NA DINÂMICA DE FLUXO: Dada pela perda de volume devido ao acréscimo local do fluxo inferior e ao aumento da carga de sedimentos que se torna maior que a competência do fluxo.</p>
ENTRELAÇADOS E RAMIFICADOS	<p>Ocorrência local e abrupta</p> 	<p>MOVIMENTO NEOTECTÔNICO ASCENSIONAL: Nos tributários que aumentam a carga de sedimentos, ou no canal principal que causa a diminuição do gradiente.</p>
	<p>Variação no tamanho de barras e ilhas</p> 	<p>No caso de aumento são válidas as causas acima enunciadas.</p> <p>No caso de diminuição pode estar associada a ocorrência de movimentos ascensionais neotectônicos, ou o aumento da capacidade erosiva devido a diminuição de carga do rio.</p>
OUTRAS FEIÇÕES	<p>Curvas e voltas anômalas</p> 	<p>MOVIMENTOS NEOTECTÔNICOS ASCENSIONAIS: Transversais ao canal, que provocam o seu desvio e formação de curvas ao redor da feição e/ou por bloqueio nos tributários que são defletidos para uma drenagem vizinha formando confluências farpadas e/ou abandonando canais.</p>
	<p>VARIAÇÃO NO GRAU DE SINUOSIDADE</p>	<p>MOVIMENTOS NEOTECTÔNICOS:</p> <ul style="list-style-type: none"> <li>- Se diminui a sinuosidade pode estar ocorrendo movimentos ascensionais.</li> <li>- Se aumenta pode estar ocorrendo movimentos de subsidência.</li> </ul>

Figura 2.22 - Anomalias no canal fluvial e suas causas. Baseado em HOWARD (1967) e JAIN (1980).

Deve-se considerar que, embora anomalias nos padrões de canais sejam fenômenos mapeáveis em escala de detalhe, fenômenos similares devem ser observados em todas as escalas (HOWARD, 1967). Assim, considera-se que a integração dos diferentes níveis de análise geomorfológicas é necessária para um melhor reconhecimento dos fenômenos do relevo.

#### 2.4. As Formas de Relevo

As formas de relevo existentes na superfície da Terra são bastante variáveis, refletindo em suas características os seguintes fatos:

- a intensidade e os tipos de processo de interação aos quais estiveram sujeitas ao longo de sua história evolutiva, ou seja, o comportamento tectônico da área, as variações paleoclimáticas e a natureza das rochas;

- a intensidade e os modos de interação atuais entre os fatores intervenientes na gênese do relevo e refletidos nos processos morfodinâmicos atuantes.

Visando interpretar os fatos que condicionaram a evolução e que controlam a dinâmica atual de uma dada região, é necessário considerar, os diferentes níveis taxonômicos do relevo, que são: os tipos de relevo, as formas e os componentes das formas.

Dessa maneira, na abordagem Sintético-Histórica a unidade de análise e mapeamento é o tipo de relevo formado pelo conjunto de diferentes formas, e na abordagem Analítico-Dinâmica mapeia-se os componentes das formas. Desse modo, seja qual for o nível de abordagem adotado está se caracterizando a forma de relevo.

Nestes termos, é importante estabelecer métodos e critérios que devem ser utilizados na definição e caracterização das formas, já que este procedimento é importante para o estabelecimento da proposta metodológica apresentada.

Nestes estudos, a utilização de imagens de satélite e radar apresentam limitações, sendo mais eficaz a utilização de fotografias aéreas em escala 1:60.000, que permitem reconhecer a profundidade do entalhe, a forma dos vales, o tipo de forma e a ocorrência das pequenas escarpas e relevos de transição, que são fundamentais para o estabelecimento das relações espaciais e da posição relativa entre os diversos tipos de relevo.

Na definição tipológica das formas de relevo é necessário primeiramente uma análise da rede de drenagem, que não pode ser vista separadamente uma vez que a sua densidade influencia na inclinação das vertentes e no tamanho das formas, e seus padrões determinam a tipologia espacial das mesmas.

Assim, quanto maior for a densidade de drenagem de uma área com relevo constante, menores e mais inclinadas serão as vertentes; por outro lado, quanto maior a amplitude altimétrica em uma área de densidade de drenagem constante, mais longas e inclinadas serão as vertentes, definindo, assim, formas distintas, como é ilustrado nas Figuras 2.23 e 2.24.

É com base na relação entre as formas e a drenagem que se define as propriedades morfométricas, como a amplitude local e a declividade das vertentes, que são parâmetros importantes na descrição das formas e na caracterização dos tipos de relevo, visto a sua importância tanto para os estudos acadêmicos como práticos.

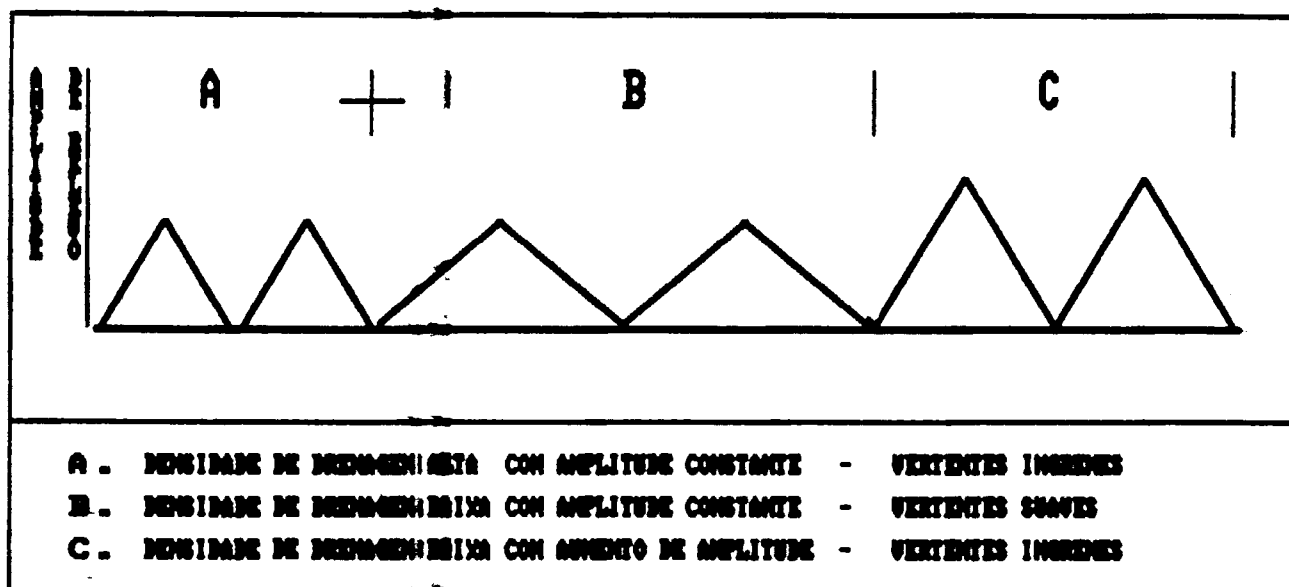
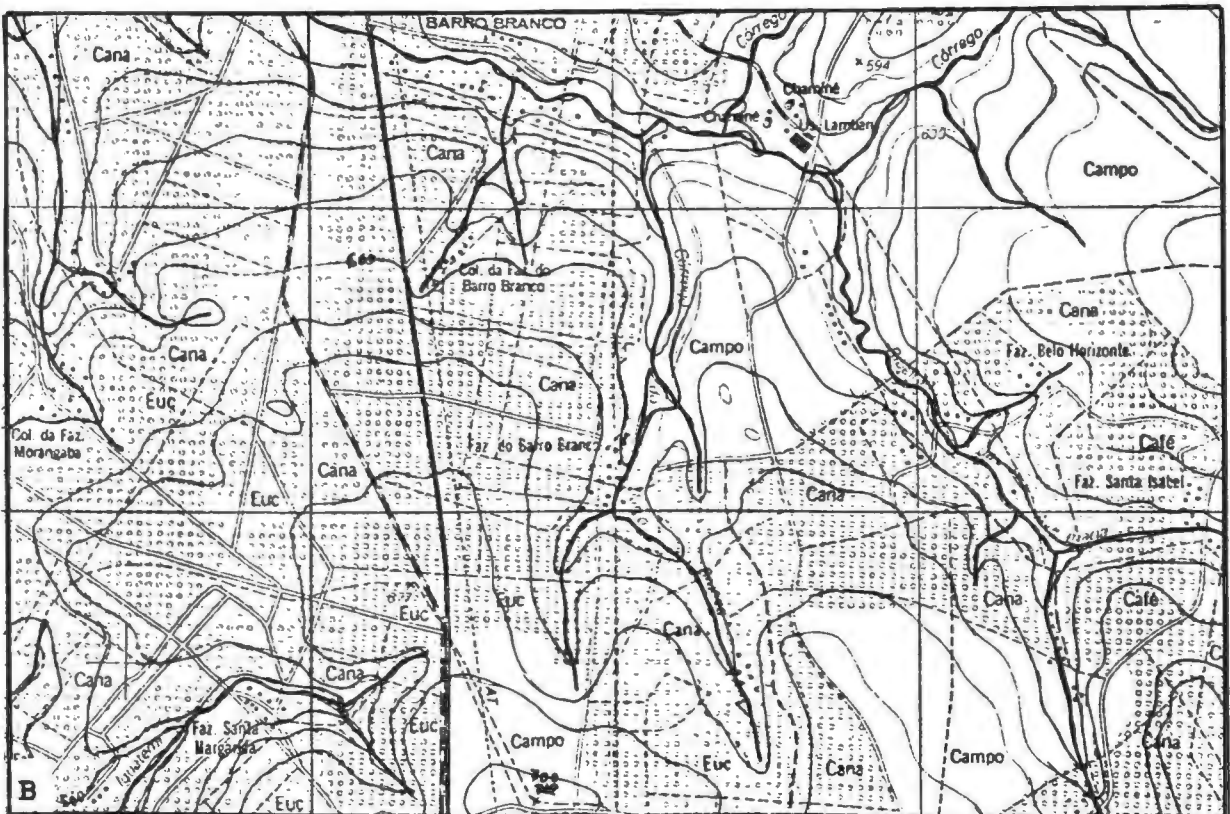
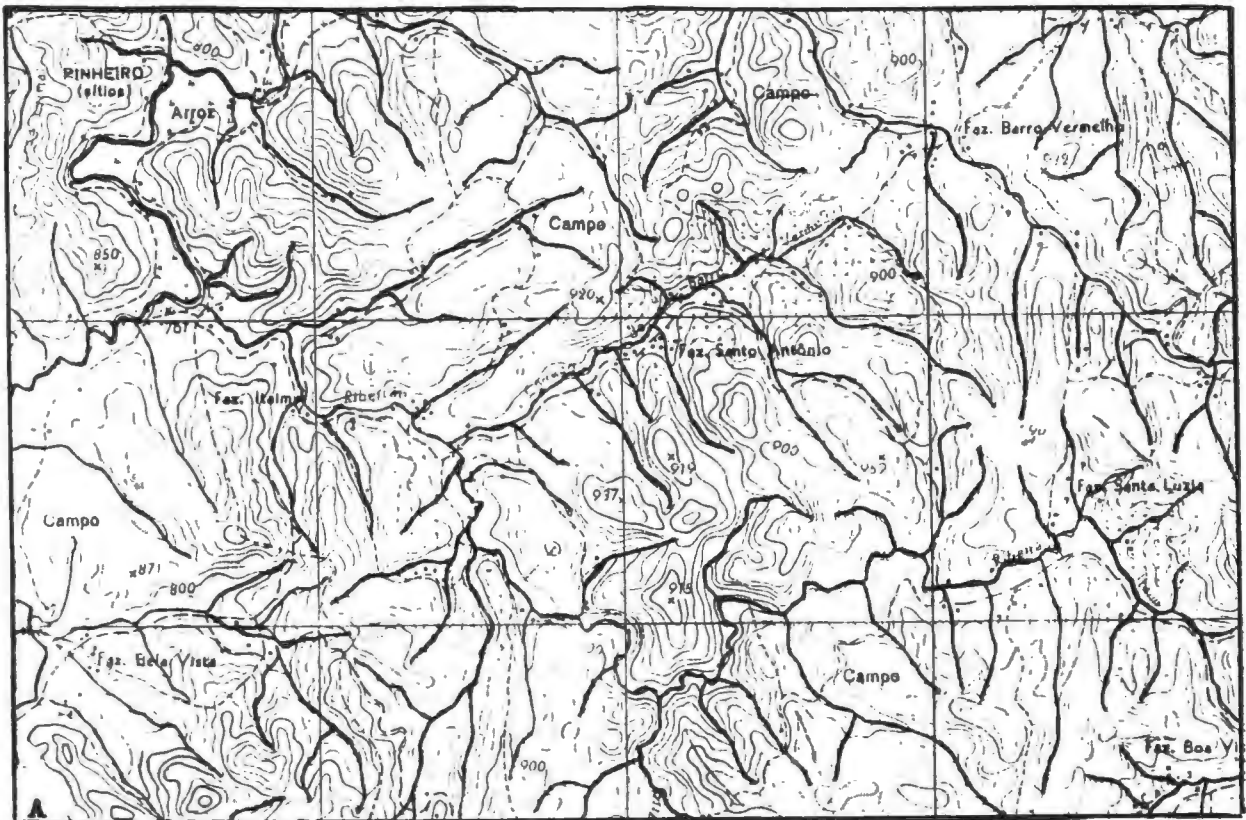


Figura 2.23 - Relação entre amplitude de relevo (grau de encaixamento da drenagem) e densidade de drenagem e seu reflexo na declividade das vertentes.

KUORNOVSKA (1969 in DEMECK, 1972) define tipos de relevo em virtude da amplitude como é apresentado na Figura 2.25, enquanto PONÇANO et alii (1981), associam amplitude local e declividade das vertentes Figura 2.26, para a definição dos tipos de relevo.

Por se tratar de uma classificação elaborada com base nas formas de relevo existentes em nosso território, neste trabalho adota-se a proposta de PONÇANO et alii (1981), para a qual foram feitas algumas modificações:

a) Acrescentou-se o tipo de relevo Rampas, cujos atributos



**Figura 2.24 - Relação entre o tamanho das formas de relevo e a densidade de drenagem em escala 1:50.000. Em rochas cristalinas folha de Lagoinha (A); em rochas sedimentares folha de Jaú (B).**

são apresentados na Figura 2.26. Esta forma tem sido sistematicamente observada em várias regiões do país, principalmente naquelas onde a atuação do clima foi preponderante sobre os demais fatores intervenientes na gênese do relevo;

b) Os critérios de tamanho utilizados na descrição das colinas, e que pode indicar a densidade de drenagem ou o grau de dissecação do relevo, foi generalizado para todas as formas, acrescentando-se a categoria de formas muito pequenas, para aquelas com menos de 0,3 km<sup>2</sup> de área.

Além da tipologia das formas, a caracterização dos tipos de relevo é baseada nos seguintes atributos:

- relação entre as formas de relevo e a rede de drenagem;
- expressão em área e orientação das formas;
- tipologia e formato dos topos, vertentes e vales;
- existência conspicua de formas erosivas e deposicionais nas vertentes e nos vales;
- posição relativa entre um tipo de relevo e o adjacente;

AMPLITUDE	TIPOS DE RELEVO
0 - 30 m	Planos
30 - 75 m	Colinas Suavemente Onduladas
75 - 150 m	Colinas Dissecadas
150 - 200 m	Morros Suavemente Ondulados
200 - 300 m	Morros Dissecados
300 - 450 m	Montanhas Suaves
450 - 600 m	Montanhas Dissecadas

**Figura 2.25 - Classificação dos Tipos de Relevo segundo KUORNOVSKA (1969 in DEMECK, 1972).**

AMPLITUDES LOCAIS	DECLIVIDADES PREDOMINANTES	TIPOS DE RELEVO			
< 100 m	< 5%	Rampas			
	5 a 15%	Colinas			
	> 15%	Morrotes			
100 a 300 m	5 a 15%	Morros com Encostas Suavizadas			
	> 15%	Morros			
> 300 m	> 15%	Montanhas			
Expressão em Área das Formas	Muito Pequena < 0,3 Km <sup>2</sup>	Pequena 0,3 a 1,0 Km <sup>2</sup>	Média 1,0 a 4,0 Km <sup>2</sup>	Amplas > 4,0 Km <sup>2</sup>	

**Figura 2.26 - Classificação de Tipos de Relevo adotada. Modificada de PONÇANO et alli (1981).**

Com base nesses elementos, define-se os tipos de relevo que correspondem a uma associação territorial homogênea de formas positivas e negativa adjacentes, que não podem ser examinadas isoladamente (SPIRIDONOV, 1980). E constituem a base para a análise geomorfológica Sintético-Histórica, na medida em que ocupam grandes espaços e, como assinala DEMECK (1967), a sua origem corresponde a longos estágios de desenvolvimento da superfície da Terra, equivalente ao tempo cíclico de SCHUMM e LIGTY (1965).

O limite entre os tipos de relevo são feitos principalmente por linhas de ruptura de declive, positivas ou negativas, que podem ter significado genético, tal como: escarpa erosiva, escarpa de linha de falha; e secundariamente pela drenagem, pelos interflúvios e associado a contato litológico.

Na abordagem Analítico-Dinâmica, as formas de relevo são estudadas com base na análise de seus componentes, uma vez que é a partir deles que se pode observar e inferir o padrão dinâmico das diferentes formas. Por sua vez, os componentes das formas são fatos que devem ser sistematicamente descritos nos pontos de observação dos trabalhos de campo.

Neste nível de estudo usa-se fotografias aéreas em escala 1:25.000 ou maiores, na medida em que o objeto da análise é a vertente, que é uma forma tridimensional inclinada, não horizontal do flanco de uma colina, morrote ou morro, que se desenvolve do interflúvio até o fundo do vale.

Assim, no campo, nas fotografias aéreas e nos mapas, deve-se determinar a geometria, o tamanho, e a orientação que as vertentes e/ou seus segmentos ocupam nas formas de relevo.



Pela forma do perfil transversal distingue-se as vertentes simples (retas, côncavas e convexas) e as complexas (côncavas-convexas, escalonadas, onduladas). Em sua configuração no plano, as vertentes podem ser simples (retílineas, côncavas, convexas, de acordo com as linhas paralelas convergentes e/ou divergentes de máxima declividade) e complexas (sinuosas).

Os atributos morfométricos das vertentes são fornecidos por sua altura relativa, pelo ângulo da vertente e da sua extensão, que são obtidos por intermédio das curvas de nível. Caso estes índices, em uma mesma vertente, sejam diferentes, então devem ser referenciados pelos seus valores máximos, mínimos e médios. Deve-se registrar também a orientação das vertentes, e, ainda, como as vertentes se articulam entre si.

Os componentes das formas constituem superfícies geométricas elementares, linhas e pontos, que se articulam de modo a configurar no espaço uma forma tridimensional de relevo. A delimitação de superfícies geométricas elementares e das linhas de articulação entre elas, tais como: linhas de ruptura de declive, divisores de água e de talvegue, permitem definir superfícies homogêneas, quanto à gênese, ao substrato rochoso, e, principalmente, quanto aos processos dinâmicos atuantes.

Por se tratarem de feições com dimensões variáveis, entre dezenas de metros até alguns quilômetros quadrados, não permitem um estudo histórico, de modo que a análise geomorfológica fica necessariamente voltada para o entendimento das condições de ajustamento entre a forma e os processos operantes, envolvendo assim períodos de tempo curtos, denominados estabilidade (SCHUMM e LIGHTY, 1965).

O estudo das vertentes tem sido feita basicamente a partir da análise de superfícies geométricas elementares, observáveis tanto em planta como em perfil. A caracterização em planta é pouco frequente, sendo o estudo de TROEN (1965 in BLOON, 1970) o mais interessante quanto a relação forma-processo, Figura 2.27.

O estudo do perfil das vertentes, no entanto, é bastante desenvolvido sendo reconhecido basicamente três tipos de superfícies geométricas: as convexas, as retilíneas e as côncavas, que se articulam por linhas de ruptura de declive, como caracterizado na Figura 2.28.

Esses componentes da forma devem ser descritos detalhadamente levando-se em conta a morfometria, o substrato litoestrutural, a cobertura detritica e os processos erosivos e deposicionais atuantes; de modo a se estabelecer as relações dinâmicas da forma, que deverão estar perfeitamente ajustadas ao sistema de drenagem para fornecer a quantidade específica de detritos que o canal pode transportar.

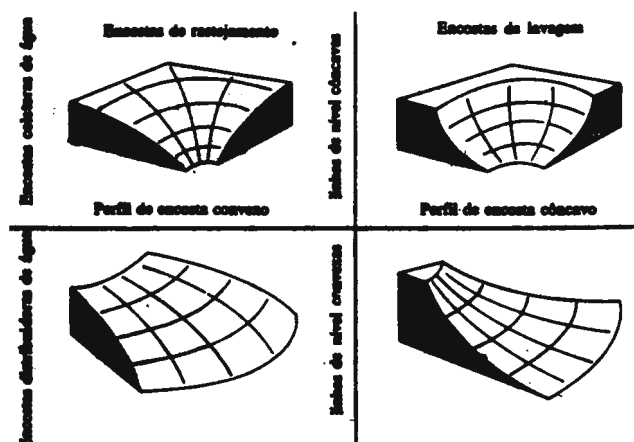


Figura 2.27 - Classificação espacial das encostas quanto a morfografia e os processos operante. Segundo TROEN (1965 in BLOON, 1970).

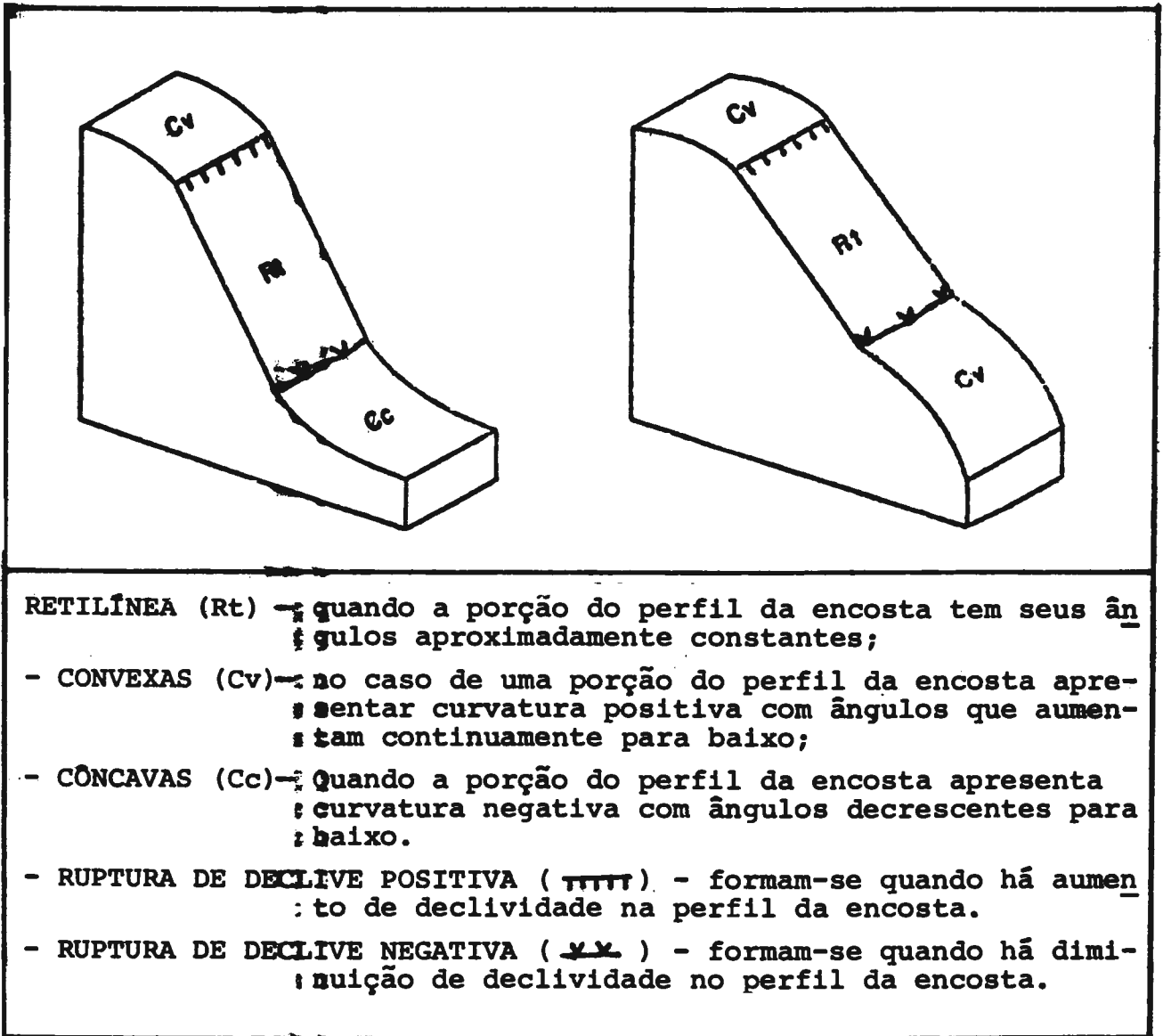


Figura 2.28 - Superfícies geométricas elementares do perfil das encostas. Baseados em YOUNG (1971).

As vertentes têm sido analisadas dentro da perspectiva histórica e "funcional". Na perspectiva histórica para explicar as mudanças de declividade e amplitude, causadas pelos processos de intemperismo e erosão, duas explicações tem sido dadas.

A primeira considera que, especialmente nas regiões de clima úmido, as vertentes com o tempo tornam se mais baixas e mais arredondas. A segunda que as vertentes são formas estáveis, com ângulos controlados pelo tipo de rocha e processos intempéricos. E uma vez atingida a estabilidade, a encosta persiste através dos tempos migrando para trás e paralela a si mesma, a não ser que seja eliminada pela intersecção com outras encostas.

Dentro da perspectiva "funcional" os autores tem estudado os processos de ajustamento entre a geometria das encostas e os processos operantes relegando a um plano secundário as considerações sobre a projeção teórica no tempo.

Para caracterizar a morfografia das vertentes e relacioná-la com os mecanismos de formação e com os processos atuantes, utilizou-se os trabalhos de DARLYMPLE et alii (1968), CHORLEY et alii (1984) e PENK (1953), que forneceram os subsídios para a elaboração da Figura 2.29.

Embora os processos apresentados sejam os mais aceitos para explicar a gênese dos segmentos côncavos, convexos e retílineos constituintes do perfil das vertentes, quando da análise das mesmas, é importante considerar as observações de BIGARELLA e MOUSINHO (1965), que admitem que, dois conjuntos de processos morfogenéticos tem periodicamente se alternado no modelado da paisagem em nosso território. Um conjunto operante sob clima semi-árido, é representado pelos processos de morfogênese mecânica e promove uma degradação

	PROCESSOS DE FORMAÇÃO	PROCESSOS ATUANTES
SEGMENTO CONVEXO DE TOPO	<ul style="list-style-type: none"> <li>- Incisão amplamente espaçada devido a baixa densidade de drenagem em áreas de baixa amplitude.</li> <li>- Intemperismo mecânico e químico de rochas maciças.</li> <li>- Escoamento superficial sobre solos permeáveis e condicionados pelo escoamento d'água de uma superfície suave para uma mais íngreme.</li> <li>- Rastejo.</li> <li>- Soerguimento tectônico mais rápido que a denudação.</li> <li>- Abaixamento do nível de base mais rápido que a denudação com recuo da vertente.</li> </ul>	<p>Declividade de 0 a 1°, dominam processos pedogenéticos associados a infiltração vertical de água superficial.</p> <p>Declividade de 2 a 4° - processos aluviais mecânicos e químicos devido a movimentação lateral de água subsuperficial.</p> <p>Declividades maiores próximo a ruptura de declive, predomina processo de rastejo e formação de degraus.</p>
ESCARPA OU FACE LIVRE Segmento Retilíneo de Alta Declividade	<ul style="list-style-type: none"> <li>- Escarpa de falha ou linha de falha.</li> <li>- Erosão lateral de canal.</li> <li>- Erosão fluvial incisiva sobre rochas brandas ou em áreas de alta densidade de drenagem de amplitude moderada ou alta.</li> <li>- Ação de embate de ondas.</li> <li>- Movimento de massa.</li> <li>- Escoamento superficial sobre solos relativamente permeáveis.</li> <li>- Depósitos de tálus e areia.</li> <li>- Soerguimento tectônico com a mesma velocidade da denudação do relevo provocando uma declividade de valor estacionário.</li> </ul>	<p>Altas declividades, escorregamentos, queda de blocos, desmoronamentos, intemperismo mecânico e químico condicionados pelas estruturas.</p> <ul style="list-style-type: none"> <li>- Deposição temporária de detritos.</li> <li>- Declividades médias de transporte.</li> <li>- Passagem de detritos vindos da escarpa livre, remoção de detritos por escoamento superficial laminar.</li> <li>- Rastejo e formação de degraus nos depósitos.</li> </ul>
SEGMENTO CÔNCAVO DE SOPE	<ul style="list-style-type: none"> <li>- Ravinamento e piping.</li> <li>- Acumulação da porção frontal de tálus.</li> <li>- Acumulação de rampas de colúvio.</li> <li>- Acumulação de detritos vulcânicos.</li> <li>- Denudação mais rápida que o soerguimento tectônico.</li> </ul>	<p>Declividades entre 25 e 35°</p> <ul style="list-style-type: none"> <li>- acumulação detrítica devido a movimentos de massa e ao escoamento superficial;</li> <li>- ação aluvionar da água subsuperficial;</li> <li>- remoção de detritos pelo escoamento superficial laminar e concentrado rastejo localizado.</li> </ul> <p>Declividade entre 2 e 4°</p> <ul style="list-style-type: none"> <li>- deposição fluvial, processos pedogenéticos e lixiviação devido ao movimento superficial da água.</li> </ul>

Figura 2.29 - Processos de Formação e Processos Atuantes nas Superfícies Geométricas Elementares das Vertentes. Compilado de CHURLEY et alii (1984) e DARLYMPLE, BLONG e COMACHER (1968 in CHURLEY TOFOLETTI, 1974).

lateral da topografia. O outro conjunto, operante sob clima úmido, compreende a decomposição química, erosão linear e profunda dissecação da topografia e resultam em perfis de vertentes complexos.

Cabe considerar ainda, que neste tipo de estudo, quando se avaliam os componentes formadores das vertentes, é necessário fazer uma ressalva quanto aos níveis de abordagem adotados.

Na abordagem Sintético-Histórica as observações sobre a forma e seus componentes tem um caráter qualitativo e auxiliar na caracterização dos tipos de relevo, que são as unidades de estudos e de representação cartográfica; enquanto que os componentes da forma e as formas são objetos de análise detalhada e de representação cartográfica na abordagem Analítico-Dinâmica, na qual estas feições são estudadas juntamente com os processos erosivos e deposicionais atuantes, permitindo assim interpretar<sup>a</sup> a fisiologia do relevo.

### 2.5. Os Depósitos Correlativos

O estudo dos depósitos correlativos propostos inicialmente por PENK (1953), buscava, com base na análise das características sedimentológicas e estratigráficas dos depósitos formados simultaneamente com os processos erosivos denudacionais, avaliar o resultado da interação dos processos endógenos e exógenos. Para tal, recomendou avaliar: a espessura, o modo de deposição, as relações espaciais verticais e horizontais, o acamamento, a faciologia e a cromologia por intermédio do conteúdo fossilífero.

Para BUDELL (1982) o estudo dos depósitos correlativos deve ser feito a partir da análise de: argilas, minerais pesados, palinologia, paleontologia, dendrocronologia, paleomagnetismo e datações

radiométricas, tendo por finalidade esclarecer as complexas interações entre os fatores intervenientes na gênese do relevo e que ocorreram durante longos períodos de tempo.

Para os autores soviéticos, o estudo dos depósitos correlativos é de grande importância na caracterização da história tectônica do relevo e no comportamento neotectônico das morfoestruturas, para as quais se enfatiza a análise dos depósitos fluviais, lacustres e costeiros.

Contudo, deve-se considerar que os depósitos correlativos, assim como todos os componentes do relevo, podem ser avaliados a partir de dois pontos de vista. O primeiro já explicitado por PENK (1953), BUDELL (1982) e pelos autores soviéticos, que os consideram como resultado dos processos de interação entre os movimentos tectônicos, o clima e o substrato litoestrutural, quando sua distribuição e constituição são avaliadas como indicativas do papel que teve cada um destes fatores ao longo da história morfogenética da área. O segundo como forma deposicional, quando sua morfologia, morfometria e constituição passam a ser vistas como condicionadores e alvo da ação morfogenética atual. Portanto, tanto em uma visão quanto na outra, os depósitos são objeto da análise geomorfológica.

Neste sentido, é importante atentar para o fato de que embora as principais bases de estudo dos depósitos são dadas pela Sedi-mentologia e Estratigrafia, ramos da Geociências com desenvolvimento eminentemente geológico, não se justifica excluir estes estudos da análise geomorfológica, como vem acontecendo em nosso meio.

Portanto, devido ao grande significado da distribuição dos depósitos para a análise geomorfológica é que sumaria-se a seguir algumas das características composicionais, texturais e estruturais

das acumulações detríticas fluviais, gravitacionais e pluviais.

### 2.5.1. Ação Fluvial

Entende-se por depósitos correlativos da ação fluvial as acumulações detríticas associadas aos vales e aos canais fluviais, formadas pela variação do nível de base local e regional. Estas variações de nível têm suas origens atribuídas a atuação de dois fatores: o clima e os movimentos tectônicos.

Embora existam autores que enfatizem a importância do clima e outros a dos movimentos tectônicos na formação e distribuição dos depósitos detríticos fluviais, adota-se aqui a perspectiva de JAIN (1980), que admite haver uma íntima associação entre os movimentos tectônicos e as mudanças climáticas.

Tal controvérsia deve-se ao fato da participação desses fatores na formação dos depósitos não ser devidamente explicitada. Portanto, para a orientação dos estudos, é necessário considerar que:

- os movimentos tectônicos controlam a distribuição, a espessura, a forma e a tipologia dos depósitos detríticos ao longo do perfil longitudinal e transversal do vale;
- o clima controla a mineralogia, a granulometria, a textura, a faciologia e as estruturas primárias dos sedimentos.

Deve-se ainda ressaltar a influência da vegetação sobre o ciclo hidrológico, uma vez que autores como KAISER (1931), TRICART e CAILLEUX (1952), RUSSELL (1956) (in SCHUMM, 1977) consideraram que o



grau de erosão e evolução do relevo podem ser alterados pelo surgimento e evolução progressiva da vegetação.

Além desses fatores de ordem geral, é necessário estar atento aos controles locais de deposição ao longo do canal, que ocorre quando há excesso de carga ou de calibre dos sedimentos e/ou quando ocorre diminuição na velocidade de fluxo. A diminuição da velocidade pode ser resultado da divergência de fluxo nos locais de separação, do alargamento dos canais ou ainda da diminuição de gradiente e do decréscimo de descarga.

Esses fatos, que interferem na relação entre velocidade de deposição e velocidade de transporte, acabam determinando os locais propícios à deposição dos sedimentos, que são: à montante da barras, nas confluências, ao longo das margens do canal, no interior do canal e sobre a planície de inundação.

Embora os mecanismos de acumulação e de controle da deposição sejam características inerentes à dinâmica do canal, eles podem atuar de modo anômalo e deslocados espacialmente, indicando mudanças no nível das interações entre os fatores intervenientes na gênese do relevo, que se refletem diretamente na bacia hidrográfica.

Assim, mudanças nas condições climáticas e no comportamento tectônico da região, ou mudanças de nível de base, promovem mudanças no nível do canal, e a planície pode ser abandonada por entulhamento ou por degradação, gerando terraços.

Com base nestes fatos é que a análise dos depósitos detríticos associados aos vales e aos canais fluviais, deve-se orientar, considerando ainda que:

- os depósitos distribuídos ao longo do vale, cones aluviais, alvéolos, terraços, e planície de inundação fornecem informa-

ções sobre as interações históricas; enquanto que o material, hoje transportado pelo canal e depositado pelas cheias sobre a planície de inundação, indicam a magnitude das interações dinâmicas atuais;

- as informações sedimentológicas e estratigráficas obtidas dos depósitos fluviais devem ser analisadas conjuntamente com outros fatos do relevo, a fim de estabelecer efetivamente a morfogênese de uma dada região e/ou se obter subsídios para o conhecimento da morfodinâmica da bacia estudada.

No estudo dos depósitos fluviais deve-se considerar as diferentes zonas existentes ao longo do perfil longitudinal do rio (SCHUMM, 1977), uma vez que em cada uma delas ocorrem processos específicos, com deposição de diferentes tipos de sedimentos e formação de depósitos distintos, como pode ser observado na Figura 2.30.

Os leques aluviais ou cones de deposição são depósitos que ocorrem no sopé das regiões montanhosas, formando-se junto ao ângulo de "knick". São cortados por canais do tipo entrelaçado, de escoamento torrencial e sazonal. Formam-se frequentemente em áreas tectonicamente ativas, ao longo de linhas de falha ou no fronte de montanhas tectônicas. Seu maior desenvolvimento é em condições de clima seco (áridos e semi-áridos) onde há grande suprimento de detritos, embora possa também se formar em clima glacial e em áreas costeiras.

A ocorrência de leques aluviais, lado a lado, mostrando uma coalescência lateral, formam depósitos do tipo bajadas, comuns nas regiões de clima árido.

Esses depósitos são formados por matações, blocos e seixos, ocorrendo subordinadamente areia, silte e argila. São pobremente se-

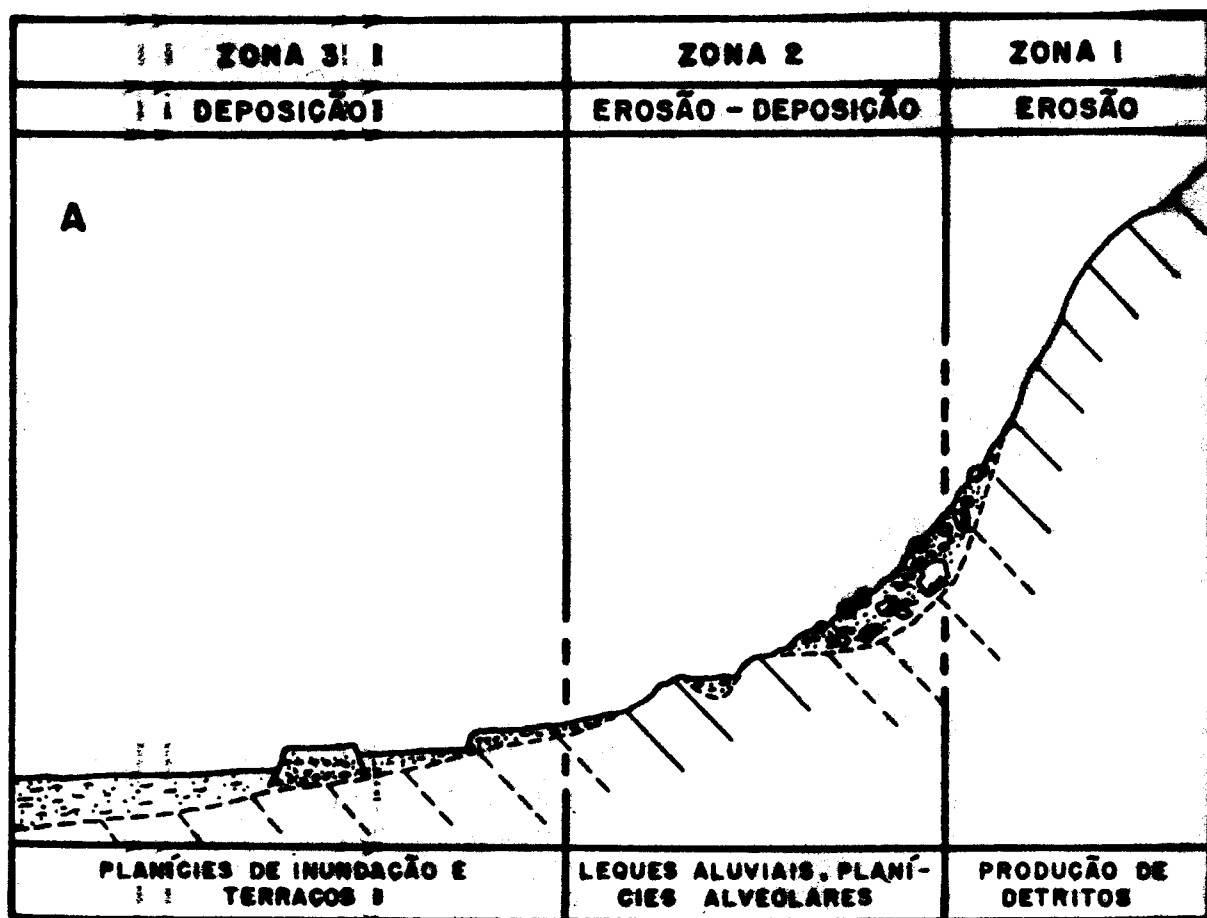


Figura 2.30 - Representação esquemática dos diferentes tipos de depósitos fluviais ao longo das zonas do perfil longitudinal do Rio.

lecionados, imaturos, predominando a granulometria grossa. Apresentam contribuição direta do substrato local e evidências de transporte curto. Mostram variações - no sentido topo/base - em espessura, granulometria, arredondamento e esfericidade, apresentando estratificação moderadamente desenvolvida, com alternância de camadas de blocos e seixos, com lentes e camadas de areia, silte e argila.

Tais variações, segundo BULL (1964, in REINECK e SINGH, 1975), são causadas pela alternância de processos de deposição, do tipo fluxo de lama e detritos associados ao escoamento torrencial e depósitos de cheias.

As camadas apresentam espessuras de alguns centímetros até 3 ou 4 metros, sendo mais frequente espessuras decimétricas. Por se depositarem em condições extremamente oxidantes, a conservação de restos orgânicos é rara, podendo ocorrer nos locais mais úmidos a preservação de restos vegetais.

BLISSENBACH (1954 in REINECK e SINGH, 1975) distingue nos leques aluviais 4 zonas ou segmentos: o segmento de topo (fanhead) o segmento intermediário (midfan), o segmento basal e a zona de coalescência.

Essas zonas ou segmentos, apesar de morfograficamente distintas só apresentam diferenciação de constituição e dinâmica em duas porções, ou seja, na zona de topo e na zona inferior conforme foi caracterizado por HOOKE (1967 in REINECK e SINGH, 1975) e sumariado na Figura 2.31.

As mudanças entre uma zona e outra estão associadas à perda de capacidade de transporte das torrentes, pela infiltração da água na superfície permeável do leque, que gera uma perda de competência com deposição dos detritos. Em consequência desse fato, as pequenas

ZONA DE TOPO	<ul style="list-style-type: none"> <li>- São áreas íngremes e de vegetação esparsa.</li> <li>- Canais encaixados de 1 a 10 metros.</li> <li>- Predominam detritos grossos e as maiores espessuras de sedimentos, pobremente selecionados.</li> <li>- Processo de deposição é de fluxos de lama e detritos por torrentes.</li> <li>- Nos fluxos de detritos mais fluídos é comum a formação de acamamento gradacional e os seixos podem estar mais ou menos orientados horizontalmente, quando os fluxos são mais viscosos a estratificação gradacional está ausente e os seixos distribuídos caoticamente.</li> <li>- Os detritos depositados nesta zona são retrabalhados pela correntes de canal, que se formam durante e após as tempestades.</li> </ul>
ZONA INFERIOR	<ul style="list-style-type: none"> <li>- Canais superficiais e com padrão entrelaçado.</li> <li>- Diminui a granulometria dos sedimentos e a declividade.</li> <li>- Predominam processos deposicionais de correntes e transbordamento de canais.</li> <li>- Os depósitos mostram acamamento bem desenvolvido, com abundantes estruturas de corte e preenchimento e algumas vezes estratificação cruzada de grande porte.</li> <li>- O acamamento horizontal é incipiente nos seixos, enquanto que nos sedimentos finos a laminação horizontal é comum. Marcas de corrente podem ocorrer nas camadas arenosas. Nas camadas argilosas pode ocorrer <u>mud cracks</u>, marcas de onda e marcas de pingo d'água, <u>indicativas</u> de estação seca e exposição dos sedimentos.</li> <li>- Ocorrem feições indicativas de migração do canal orientação horizontal e imbricação dos seixos.</li> </ul>

Figura 2.31 - Características morfológicas e de constituição dos leques aluviais. Segundo HOOKE (1967 in REINECK e SING, 1975).

descargas de detritos acabam se depositando na zona de topo, aumentando a sua espessura, enquanto que somente as grandes descargas espalham-se pela zona inferior do leque aluvial.

LEQUES ALUVIAIS INCLINADOS E BEM DESENVOLVIDOS	associam-se à bacias constituídas por argilitos e folhelhos ou à condições de clima árido e com chuvas sazonais
LEQUES ALUVIAIS SUAVES, LONGOS E PEQUENOS	associam-se a bacias constituídas por arenitos, ou à regiões de clima úmido e com precipitação elevada
LEQUES ALUVIAIS COM ZONA DE TOPO ÍNGREME E RETILÍNEA	associam-se à áreas de soerguimento intermitente, com produção de grande quantidade de detritos e sedimentação intensa
LEQUES ALUVIAIS COM CANAL ENCAIXADO E DEPOSIÇÃO NA ZONA INFERIOR	indicam áreas de soerguimento débil do fronte montanhoso em relação ao entalhe fluvial
LEQUE ALUVIAL COM CANAL SUPERFICIAL E DEPOSIÇÃO JUNTO À ESCARPA	indicam soerguimento acentuado do fronte montanhoso em relação ao entalhe fluvial

Figura 2.32 - Variações morfológicas nos leques aluviais condicionadas por variações do substrato litoestrutural, pelo clima e pelo comportamento neotectônico do local.

Além desses aspectos mais gerais da distribuição e constituição dos leques aluviais, deve-se considerar algumas variações morfológicas, que comumente refletem as condições do substrato litotectônica da bacia de drenagem, do clima e do comportamento neotectônico da área, conforme é sumariado na Figura 2.32.

A planície alveolar é um depósito aluvionar restrito, formado ao longo dos canais de drenagem à montante de soleiras litológicas, ou estruturais, por processos de erosão remontante e alargamento do vale, durante fases de clima árido ou semi-árido.

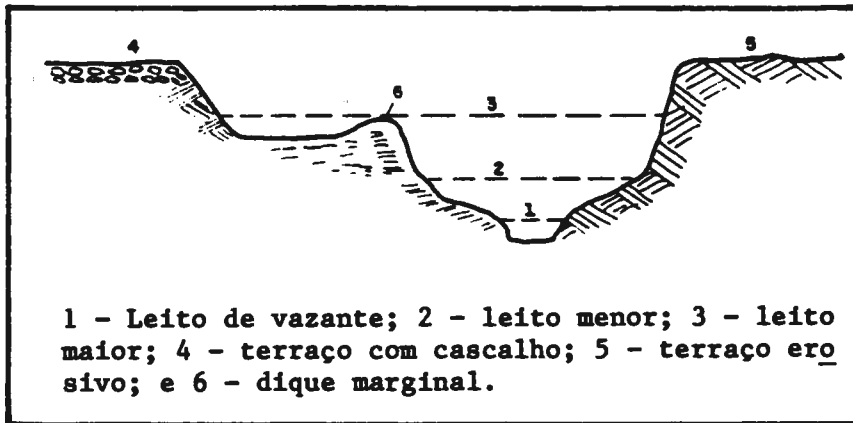
É formado por sedimentos de granulometria variada e controlado basicamente pela posição em que ocorrem no perfil longitudinal do rio. Sua constituição comumente reflete o substrato local.

A planície de inundação é um depósito subhorizontal e plano associado ao canal, ocorrem nas Zonas 2 e 3 do perfil longitudinal e correspondem ao leito de cheias dos rios.

No perfil transversal da planície de inundação pode-se distinguir três tipos de leitos do canal: leito de vazante, ocupado pelas águas durante o período de estiagem; leito menor, encaixado entre as margens bem definidas; e leito maior, ocupado periodicamente pelas cheias e que em virtude da morfologia do canal pode corresponder à planície de inundação, Figura 2.33.

A planície de inundação é uma feição deposicional associada ao regime hidrológico da bacia de drenagem dentro de condições climáticas definidas. Em condições de equilíbrio, tem-se que a entrada de sedimentos é igual à saída, de maneira que a planície constitui um estoque temporário de sedimentos que se deslocam através do vale.

A planície de inundação é feição efêmera, pois está continuamente sendo construída e destruída por processos fluviais em que



**Figura 2.33 - Tipos de leito da planície de inundação e formas associadas à planície fluvial.**



predominam as acresções lateral e vertical. Nos detritos temporariamente estocados nas planícies encontram-se sedimentos coluvionares, de canais e de decantação (overbank).

Embora seja uma feição efêmera, planície de inundação é um registro da dinâmica do canal fluvial em tempos atuais e pré-atuais. A sedimentação fluvial pode indicar o padrão, as condições e a dinâmica dos processos em operação no canal ao tempo da deposição. A análise da morfologia e da sedimentologia de paleocanais sobre antigas planícies de inundação permite detectar a influência de fatores externos no controle dos processos fluviais durante a evolução da planície e dos terraços fluviais.

Desse modo, as feições existentes na planície de inundação são elementos passíveis de uma interpretação histórica e dinâmica, em que o canal é o agente e a planície o depósito correlativo de sua atuação.

Os depósitos observados nas planícies de inundação tem sua formação descrita por dois mecanismos básicos: a acumulação lateral e a acumulação vertical (MACKIN, 1937; FISK, 1947; LEOPOLD E WOLMAN, 1957 in REINECK E SINGH, 1975).

Sendo a planície de inundação um depósito correlativo da ação do canal fluvial, deve-se notar que ela apresenta aspectos diferenciados em virtude do tipo de canal, meandrante ou entrelaçado, como é mostrado nas Figuras 2.34 e 2.35.

Essas figuras, elaboradas com base nos trabalhos de ALLEN (1970), REINECK e SINGH (1975) e MORISAWA (1985), mostram características morfológicas, constitutivas e genéticas, de cada um dos tipos de planícies, apresentando também seções esquemáticas, típicas das estruturas sedimentares que ocorrem nas diversas feições deposi-

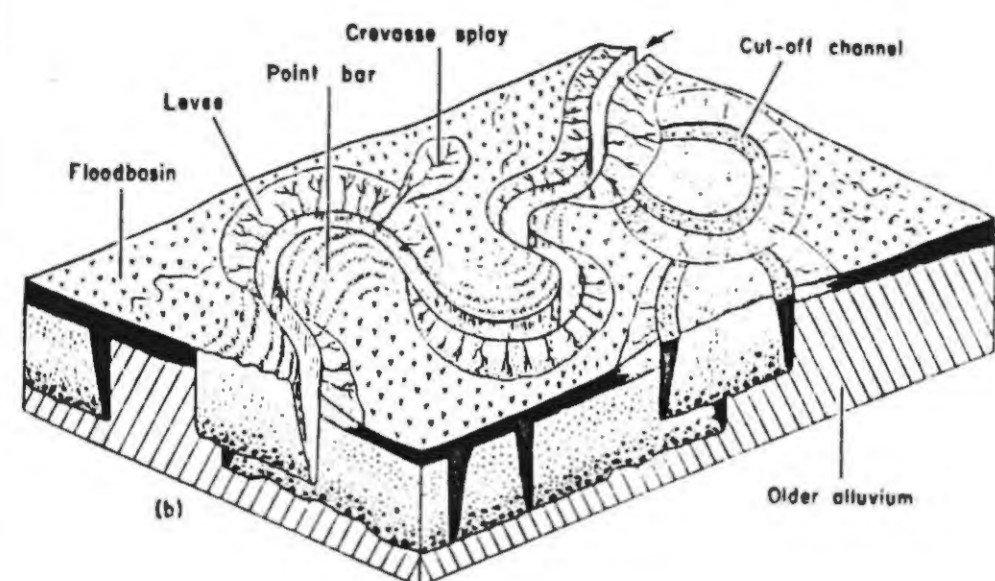
cionais.

Na análise dos depósitos correlativos fluviais associados à planície de inundação, deve-se observar um padrão de normalidade compatível para a área em estudo e estar atento à detecção de feições e anomalias, cujos significados são importantes para a análise histórica e dinâmica do relevo. A Figura 2.36 apresenta algumas feições observáveis nos depósitos das planícies de inundação e suas possíveis causas.

O terraço fluvial é uma feição de relevo composta de duas partes, a escarpa e o plano que se desenvolvem ao longo dos vales fluviais, constituindo-se numa planície de inundação abandonada. Comumente se diferenciam os terraços formados a partir de planícies abandonadas daqueles cortados sobre o embasamento, que são denominados "strath".

O reconhecimento de uma superfície continua ao longo do vale, a uma altura uniforme acima da corrente atual, é o primeiro critério para o estabelecimento das sequências de terraços de um rio. Assim, quando vários terraços ocorrem num vale eles são correlacionados com base na altitude relativa com que se apresentam em relação ao talvegue atual, caracterizando diferentes tipos de vales, conforme é apresentado na Figura 2.37.

Por se constituir em uma planície de inundação abandonada, os depósitos de terraço fornecem elementos para o conhecimento das condições paleohidrográficas da bacia. Estas condições são indicadas pelas diferentes faciologias da antiga planície de inundação, enquanto que a sua distribuição espacial refletem as fases de corte e preenchimentos do vale.



**RESÍDUOS DE CANAL (LAG DEPOSITS)** - Acumulação transitória de partículas grandes e pesadas podendo incluir minerais pesados. Concentração descontínua, lenticular na parte profunda do canal. São preservados pelo recobrimento rápido por areia.

- No baixo curso dos rios, onde os sedimentos grossos são raros, estes depósitos podem conter troncos de madeira, fragmentos de sedimentos aluvionares, pelotas de argila e restos de animais.

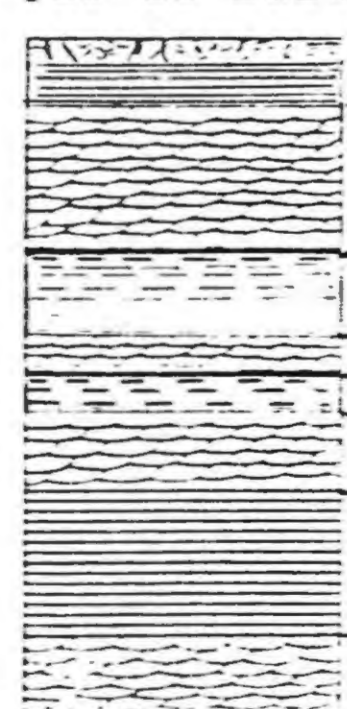
- São depósitos delgados, descontínuos, ocupam o fundo do canal ou a base da sequência de uma barra em pontal. Quando ocorrem eles indicam a base do canal.

**BARRA EM PONTAL (POINT BAR)** - São depósitos correlativos a sedimentação de canais meandrosos, sua forma e tamanho é função da dimensão do rio. São formados pelo corte e deposição lateral. Migram para Jusante e lateralmente. Apresentam estratificação gradacional da base para o topo da sequência. São lenticulares e descontínuos. Podem apresentar acumulações de restos vegetais, conchas e pelotas de argila.



Seção Vertical Esquemática de Uma Sequência de Barra em Pontal. Compilado de REINECK e SINGH (1975).

**DIQUES MARGINAIS (LEVEE)** - São feições na forma de crista de sedimentos que bordejam o canal. São formados pela deposição de sedimentos finos, durante as cheias, quando as águas extravasam pela planície de inundação. Laminação ondulada cruzada, acamamento gradacional, laminação horizontal e preservação de restos vegetais são frequentes.



Sequência Vertical Cíclica dos Depósitos de Diques Marginais. Compilado de REINECK e SINGH (1975).

Estas planícies têm morfologia e faciológica variadas. São formadas por depósitos do tipo: resíduos de canal (LAG CHANNEL), barra em pontal (POINT BAR), diques marginais (LEVEE), depósitos de rompimento de diques marginais (CREVASSE SPLAY), canais preenchidos (CUT-OFF CHANNEL, CHANNEL FILL LAKES) e depósitos de decantação (FLOOD BASIN).

A areia é o sedimento predominante, seixos, silte e argila são subordinados. Os seixos ocorrem comumente na base do canal sobre o substrato rochoso, podendo estar associado com pelotas de silte e argila.

Camada de lama associada à deposição por decantação laminação horizontal

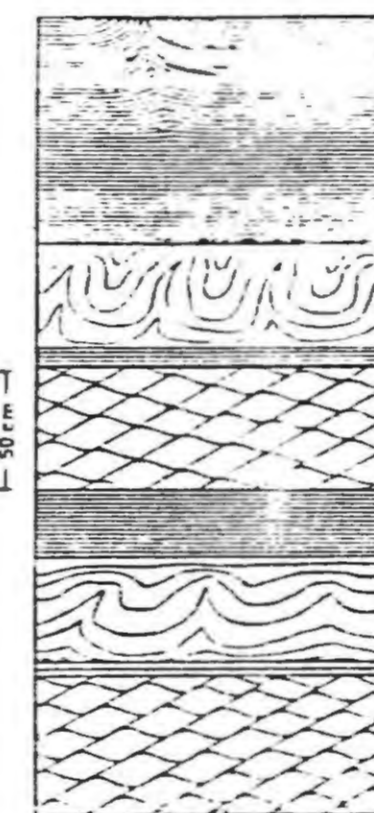
marcas onduladas cruzadas, areia fina

CLIMBING RIPPLE LAMINATION, areias laminação horizontal

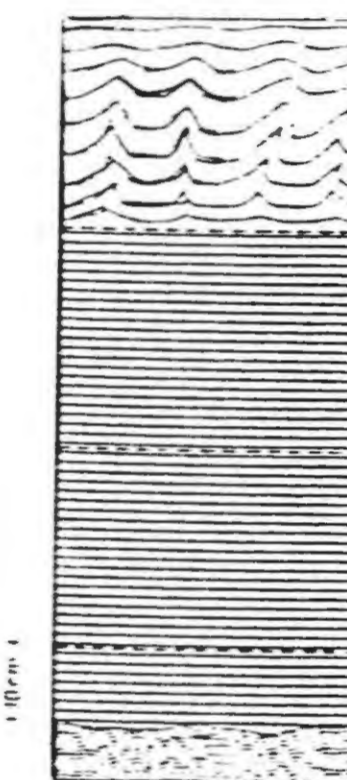
estratificação cruzada de grande porte, areia grossa e seixos, formadas durante a cheia depósitos de resíduo de canal

**ROMPIMENTO DE DIQUES MARGINAIS (CREVASSE SPLAY)** - São depósitos formados durante as cheias pelo rompimento de diques marginais. Quando a água escapa do canal para a planície adjacente. Os canais de rompimento têm larguras variáveis de decímetros até alguns metros. São depósitos com espessuras de centímetros até 3,0 metros. São constituídos por areias que gradam para material fino no topo. Apresentam estruturas do tipo estratificação cruzada de pequeno porte (CLIMBING RIPPLE LAMINATION), acamamento horizontal e subordinante corte e preenchimento. Podem conter material fóssil animal e vegetal.

**DEPÓSITOS DE DECANTAÇÃO (FLOOD PLAIN)** - São formados pela precipitação e decantação de sedimentos finos sobre a planície durante as cheias. São constituídos por areia fina, silte e areia. São ricos em matéria orgânica. Muitas vezes, tem constituição semelhante aos diques e aos depósitos de rompimentos não podendo ser diferenciados.

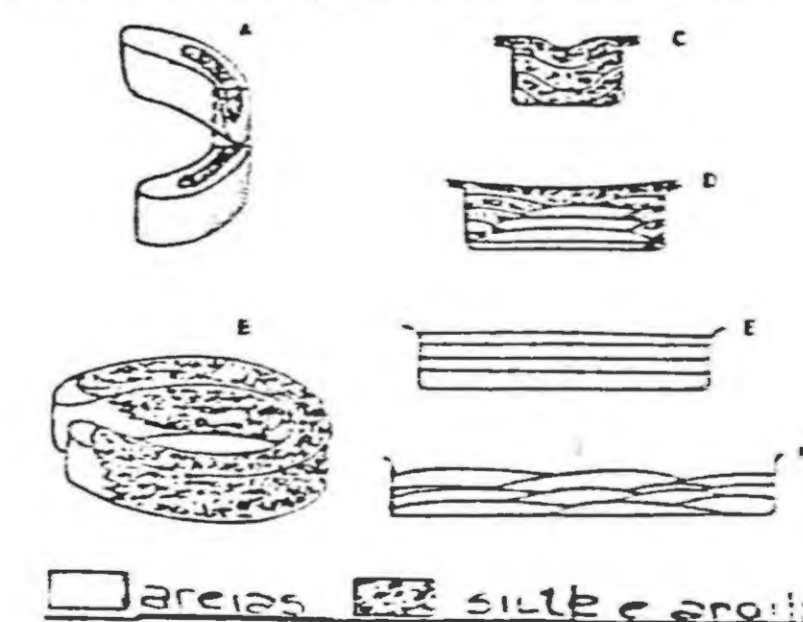


Seção Esquemática dos Depósitos do Rio Indus



Sequência Depositional de uma cheia

**CANALIS PREENCHIDOS (CHANNEL FILLS, CUT-OFF CHANNELS)** - São acumulações de sedimentos finos, em segmentos de canais abandonados por processos de corte colô, em calha e abandono de canal, são depositados durante as cheias. Constituídos por areias finas, silte e argila, sendo ricos em matéria orgânica. Tem laminação fina horizontal.



Tipologia dos Depósitos de Canal Preenchido. Compilado de REINECK e SINGH (1975).

Figura 2.35 - Feições e Depósitos Associados à Planície de Inundação, formados por Canais Meandrosos. Baseado em ALLEN (1970), REINECK e SINGH (1975) e MORISAWA (1985).


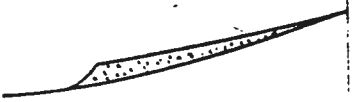
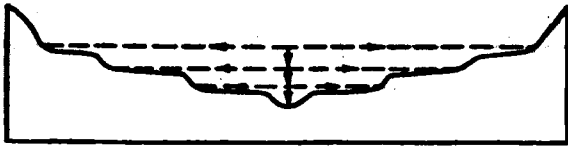
FEIÇÃO	CAUSA PROVÁVEL
<p>Vales entulhados com cunha de sedimentos afinada para montante</p> 	<p>É causada por controle de jusante, que provoca mudança no nível da base, com redução do gradiente do vale.</p> <ul style="list-style-type: none"> <li>- Pode estar associada ao barramento do vale por aporte catastrófico de detritos.</li> <li>- Soerguimento neotectônico de bloco estrutural.</li> <li>- Presença de rocha resistente formando soleira.</li> </ul>
<p>Vales entulhados com cunha de sedimentos espessa para montante</p> 	<p>É causada por soerguimento de área fonte.</p> <ul style="list-style-type: none"> <li>- Aumento da produção de detritos nas cabeceiras por causa climática e/ou antrópica.</li> </ul>
FEIÇÕES OBSERVÁVEIS	
<ul style="list-style-type: none"> <li>- Afloramento do leito rochoso</li> <li>- Aluviões de menor espessura que a diferença entre o nível médio de cheia e a profundidade média do canal</li> <li>- Depósito de barras e barras em pontal de pequena espessura</li> <li>- Sedimentos grossos, mal arredondados e mal selecionados</li> <li>- Aumento da concentração de minerais pesados: magnetita, rutilo, ilmenita, etc.</li> </ul>	<p>Feições associadas a áreas de soerguimento, com vales de caráter erosivo, com de posição restrita na zona 2 do vale</p>
<p>Espessura dos sedimentos da planície de inundação maior que a diferença entre o nível de cheia média e a profundidade do canal.</p> <ul style="list-style-type: none"> <li>- Dificuldade de diferenciação dos depósitos de decantação e dos depósitos em barra em pontal</li> <li>- Sedimentos de granulometria final mal selecionados.</li> </ul>	<p>Associam-se à áreas de subsidência com formação de vales acumulativos</p>
<ul style="list-style-type: none"> <li>- Depósitos formados no nível do leito do canal</li> <li>- Sedimentos grossos e finos em quantidades iguais</li> <li>- Seleção e grau de arredondamento muito bons</li> <li>- Desenvolvimento de fácies de barra em pontal</li> <li>- Espessura dos aluviões igual a diferença entre o nível da cheia média e a profundidade média do canal</li> </ul>	<p>Área de estabilidade crustal</p>

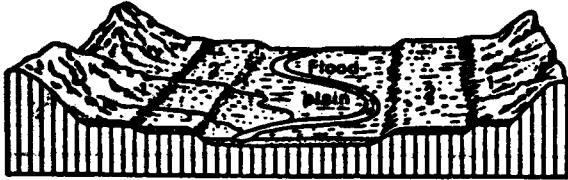
Figura 2.36 - Feições Morfológicas e Faciológicas das Planícies de Inundação e Suas Prováveis Causas.

### Terraços Emparelhados Policíclicos

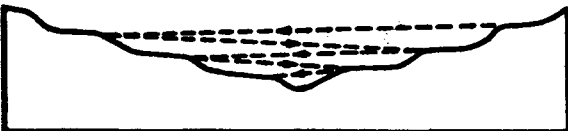


Formados por repentina e intermitente mudança ambiental, causada por eventos tectônicos e/ou climáticos.

Rejuvenescimento policíclico dos segmentos de corrente, graduados por diferentes níveis de base que são separados por diferentes NICK POINTS que se correlacionam à jusante com remanescentes de terraços.

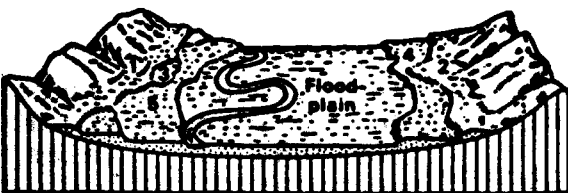


### Terraços Desemparelhados Não Cíclicos



- Associam-se a lentas e contínuas mudanças ambientais.

- São formados por um lento rebaixamento da planície de inundação ou por uma faixa meandrante que se desloca amplamente devido a um soerguimento lento e contínuo da crosta.



- Os níveis de terraços convergem para jusante.

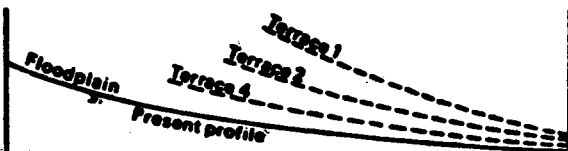


Figura 2.37 - Relação entre os terraços emparelhados e desemparelhados e seus perfis longitudinais. Compilado de CHORLEY et alii (1984).

No estudo da evolução histórica dos terraços, LEOPOLD, WOLMAN e MILLER (1964) consideram que além do critério de continuidade e altura relativa deve-se incluir, para sua correlação, os seguintes fatos:

- descontinuidades estratigráficas entre gerações de terraços;
- diferenças de granulometria e de constituição dos sedimentos;
- presença de estruturas sedimentares primárias;
- presença de conteúdo fóssil vegetal e animal;
- presença de artefatos arqueológicos;
- ocorrência de solos enterrados ou paleossolos;
- as relações fisiográficas com os relevos adjacentes.

LEOPOLD, WOLMAN e MILLER (1964) chamam a atenção para o estudo dos paleossolos por sua grande importância no estabelecimento da história evolutiva dos terraços, pois muitas vezes o seu desenvolvimento relaciona-se à mudanças climáticas.

Quando a planície é abandonada, formando um terraço devido ao entalhe do canal, o regime hidrológico a que o material detrítico estava sujeito se modifica, alterando-se as condições de escoamento e drenagem, o que pode ocasionar a formação de solos com características locais. A ocorrência de mudanças climáticas causam não só a formação do terraço como também alterações no processo de formação de solos. Nessa situação, solos previamente formados passam a alterar-se. Assim, a ocorrência de vestígios dos solos enterrados permitem interpretar mudanças que se processam ou estão em andamento.

As relações fisiográficas e espaciais dos terraços com os relevos adjacentes é importante, visto que muitas vezes a distinção

entre os baixos terraços e a planície de inundação é difícil em virtude de irregularidades das superfícies e da presença de colúvios na interface vertente fundo de vale. Nesses casos, a distinção entre planície de inundação e terraço pode ser feita pela periodicidade da inundação, classificando-se como terraços aquelas porções não recobertas pelas cheias decenais, como considera CHRISTOFOLETTI (1974).

A presença de terraços ao longo do vale reflete variações no nível de base e/ou na energia da corrente, parâmetros que podem mudar individual ou concomitantemente.

A mudança desses parâmetros, e consequentemente o desenvolvimento de terraços, é controlada pelos movimentos tectônicos ou por mudanças de clima. A neotectônica usualmente afeta o sistema fluvial por intermédio de mudanças de gradiente, enquanto que as variações climáticas indiretamente geram mudanças no regime hidrológico da bacia, afetando a disponibilidade de água e de sedimentos, que se relacionam diretamente com a vegetação e precipitação.

Embora as causas possam ser diferentes na alteração do sistema fluvial, os resultados podem ser muitos semelhantes. Assim, a quebra abrupta no gradiente do perfil do rio, ponto de knick, que causaria modificações nos terraços, pode estar condicionada a: falhamento, abaixamento do nível do mar e mudanças de fluxo, associadas à mudanças de padrão de corrente, com aprofundamento e/ou degradação do perfil longitudinal dos tributários.

A formação de níveis de terraço deve-se a sucessão de períodos de incisão e agradação, os quais, dependendo da magnitude das sequências de deposição e erosão, podem gerar várias possibilidades de depósitos. Estes constituem diferentes unidades estratigráficas, importantes a caracterização da história erosiva da bacia hidrográ-

fica.

Tais eventos geram vales erosivos, erosivos-acumulativos e acumulativos, Figura 2.17, sendo que quando a planície é abandonada por aggradação dois tipos básicos de terraços podem ser diferenciados, ou seja, os embutidos e os de recobrimento.

Outra característica importante na análise dos terraços refere-se ao seu nivelamento em ambas as margens do rio, e possível reconhecer os terraços emparelhados e desemparelhados, Figura 2.37, os quais mostram relação com o perfil longitudinal dos níveis de terraço. A natureza do ajustamento entre a disposição dos terraços e o perfil longitudinal refletem um ajustamento histórico destas feições.

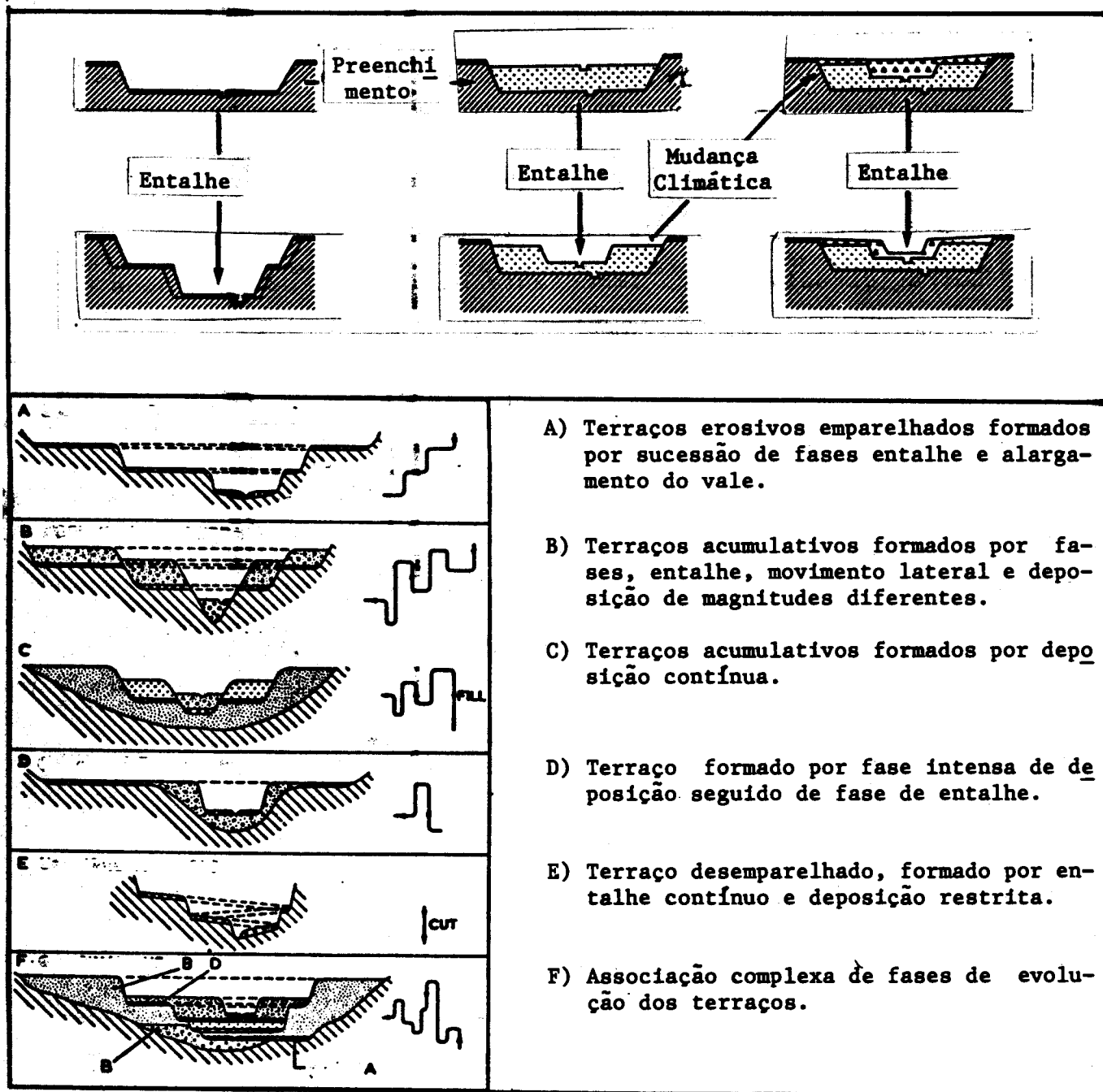
Assim, constata-se uma tendência geral dos perfis de terraço em serem quase paralelos ao perfil do assoalho do rio, de sorte que a constatação de relações diferentes entre o gradiente do canal e o perfil dos terraços podem indicar movimentos neotectônicos diferenciados ao longo do rio.

A identificação das distintas fases de corte e preenchimento de um vale são aspectos importantes da análise dos terraços fluviais, visto que, muitas vezes, apesar dos vales apresentarem a mesma morfologia resultam de histórias erosivas e deposicionais diferentes, conforme pode ser visto na Figura 2.38.

### **2.5.2. Ação pluvial e gravitacional**

Reconhecendo-se como depósitos correlativos à ação pluvial gravitacional dois tipos básicos de depósitos, ou seja, os colúvios e os talus. Estes depósitos, em nosso meio, tem sido estudados por





**Figura 2.38 - As fases de entalhe e preenchimento dos vales como determinante da tipologia dos terraços durante as sucessivas etapas de formação do vale. Segundo ZONNEVELO (1975, in CHORLEY et alii, 1984).**

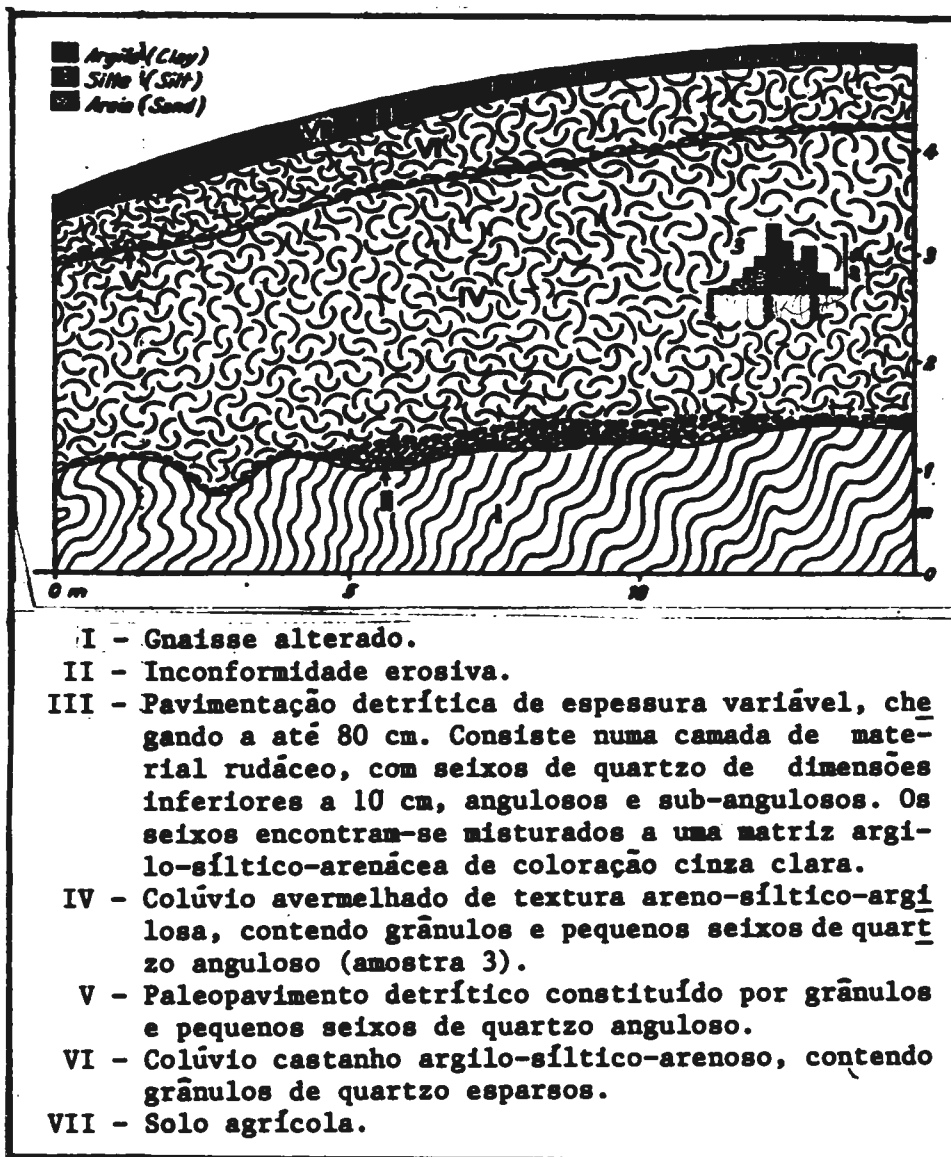
BIGARELLA e MOUSINHO (1965), BIGARELLA, MOUSINHO e DA SILVA (1965), BIGARELLA e ANDRADE (1965), PENTEADO (1969 e 1970), CHRISTOFOLETTI e PENTEADO (1970) e MELO e PONÇANO (1983) dentre outros, que os tem relacionado à morfogênese climática quaternária. Os colúvios são relacionados às fases de umidificação de clima e os talus às fases de semi-aridez.

Os colúvios, Figura 2.39, são acumulações detriticas que acompanham a morfologia das encostas, espessando-se da meia encosta para o sopé e nas reentrâncias da vertente. No sopé formam rampas suaves que podem interdigitar-se com depósitos fluviais. Neste caso, devido ao fato dos colúvios e dos terraços se confundiram morfológica e constitucionalmente, são denominados depósitos colúvio-aluvionares.

Os colúvios são acumulações detriticas de composição siltoarenosa-argilosa, cujas proporções variam em virtude do substrato rochoso. É frequente a presença de grânulos de quartzo, podendo ocorrer também de feldspato e outros minerais. A ocorrência de seixos é esparsa. São acumulações detriticas mal selecionadas e maciças.

A sua diferenciação do solo de alteração por vezes é bastante difícil. Contudo, é frequente a presença de linha de seixos e por vezes de pavimentos detriticos na sua base, que são constituídos por seixos de materiais resistentes, principalmente de sílica amorfa, quartzo e quartzito, além de fragmentos e nódulos de limonita e arenitos ferruginizados. Litologias locais podem se fazer representar nestes horizontes, mesmo que pouco resistentes ao transporte. Por vezes ocorrem paleossolos separando colúvios.

Os talus são acumulações detriticas de sopé de escarpa ou de vertentes muito íngremes. Tem perfil convexo com inclinação aumen-



**Figura 2.39 - Perfil esquemático e constituição de colúvio. Corte na estrada Curitiba-Colombo a 1.200m de Santa Cândida. Nível Pl. Descrição na secção C. Segundo MOUSI-NHO e BIGARELLA (1965).**

tando a montante do depósito.

Os tálus são acumulações de matações, blocos e material fino, mal selecionados e sem estruturas. Sua formação é controlada pelo sistemas de juntas do substrato rochoso, pela alteração física e química e pela ação da gravidade, por meio de movimentos de massa, do tipo: escorregamento e queda de blocos.

A presença de acumulações detriticas desse tipo na base das serras e escarpas da região sudeste brasileira tem induzido a uma confusa classificação desses depósitos, que ora são considerados como tálus ora como cones aluviais. Neste sentido, é importante ressaltar que, além da posição morfológica diferenciada desses dois depósitos, eles possuem também diferenças composicionais e texturais como é assinalado por KUKAL (1971) e apresentada na Figura 2.40.

BIGARELLA et alii (1961) e MOUSINHO e BIGARELLA (1965), consideram esses depósitos como resultantes de uma desnudação acelerada das vertentes em épocas de características climáticas de semi-aridez.

Segundo IPT (1986), na região de Santos, do mesmo modo que na Serra de Iquiririm, esses depósitos foram correlacionados à fases de pedimentação uma vez que estão associados à ruptura de declive negativa na sua porção mais elevada, que seria o ângulo de Knick dos pedimentos, estando muitas vezes localizadas em continuidade ao pedimento rochoso.

Na área foi descrita a existência de pelo menos duas fases de formação desses depósitos, sendo a mais antiga representada pelos corpos de tálus, que têm topos subnivelados e caimento suaves em direção ao vale, e que estão entalhados e arredondados. São mais maturados e mostram mais compactação, alteração e laterização que os de-

pósitos similares mais recentes.

Os depósitos de tálus são formas que apresentam declividades baixas, sendo por isso alvo de ocupação urbana e mesmo de implantação de obras viárias, em virtude da sua aparente estabilidade. Contudo, devido a sua heterogeneidade textural, e consequentemente de suas propriedades físicas, são formas instáveis quando sujeitas a cortes e aterros, que acabam modificando e intensificando as condições naturais de percolação de água, instabilizando o depósito e gerando processos de rastejo e escorregamento.

CONES ALUVIAIS
<p>Os detritos grossos concentram-se na zona do topo, havendo uma diminuição da granulometria em direção a zona inferior.</p> <p>Presença de estruturas sedimentares fluviais.</p> <p>Pode ocorrer camadas de argila.</p> <p>Pode haver arredondamento de partículas</p>
TALUS
<p>A granulometria é grossa em todos os pontos do depósito predominando matações e blocos.</p> <p>Ausência de estruturas de sedimentação fluvial</p> <p>Raramente ocorrem partículas arredondadas, salvo se for devido ao arredondamento por alteração in situ</p>

Figura 2.40 - Características diferenciais entre cones aluviais e tálus. Segundo KUKAL(1971).

### 2.5.3. Coberturas detriticas arenosas

São depósitos extensos que capeiam a superfície topográfica, cupam o topo das formas de relevo e/ou preenchem irregularidades da paleosuperfície. Comumente estão associados a subniveleamento regionais.

São arenosos e areno argiloso, são porosos, têm baixa coesão não mostram estratificação. Tem espessuras variáveis de 3 a 20 metros, apresentando na base linhas de seixos ou pavimentos detritivos, com espessuras de até 1,0 metros.

A origem desses depósitos, como descreve MELO e PONÇANO (1983), é ainda bastante controversa sendo imprecisamente correlacionadas à fases de pediplanação.

Neste sentido, são necessários estudos sobre esses depósitos, tanto no que se refere ao entendimento de sua origem e evolução como à compreensão do seu comportamento dinâmico, visto a sua elevada erodibilidade, que comumente condicionam a ocorrência de ravinas e boçorocas.

## CÁPITULO 3

### REPRESENTAÇÃO CARTOGRÁFICA

A representação cartográfica dos fatos do relevo, avaliados dentro das duas perspectivas propostas, deve evidenciar o caráter complementar dessas abordagens, mostrando a interrelação dos fatos do relevo por meio da morfologia.

A representação cartográfica proposta neste trabalho tem como principal aspecto a representação da forma (morfologia), em suas categorias taxonômicas, em que são reconhecidos, e diferenciados, os tipos de relevo e as formas e seus componentes (superfícies geométricas elementares), os quais, analisados dentro das abordagens Sintético-Histórica e Analítico-Dinâmica, permitem estabelecer uma imagem integral do relevo, uma vez que estas consideram a relação entre as dimensões espaciais e temporais dos fatos do relevo.

#### 3.1. Morfografia e o Uso da Cor

Na medida em que se adota a forma (morfografia), em suas diferentes ordens taxonômicas, como principal conteúdo das cartas geomorfológicas, é necessário estabelecer uma representação adequada, e coerente, tanto para mapas em cores como em branco e preto.

A utilização da cor na cartografia geomorfológica tem sido bastante diferenciada. Para TRICART, BOURDÍEC e OTTMANN (1963), conforme mostra as Figuras 3.41 e 3.42, a cor foi utilizada para representar a idade dos processos. Para VERSTAPPEN e VAN ZUIDAM (1975) este modo de utilização da cor implica em conhecer a idade de todos



Figura 3.41 - Fragmento do mapa geomorfológico de Orgelet e detalhe fotogrâfico. Escala 1:25.000. Compilado de TRICART, BOURDIEC e OTTMANN (1963).



# ORGELET

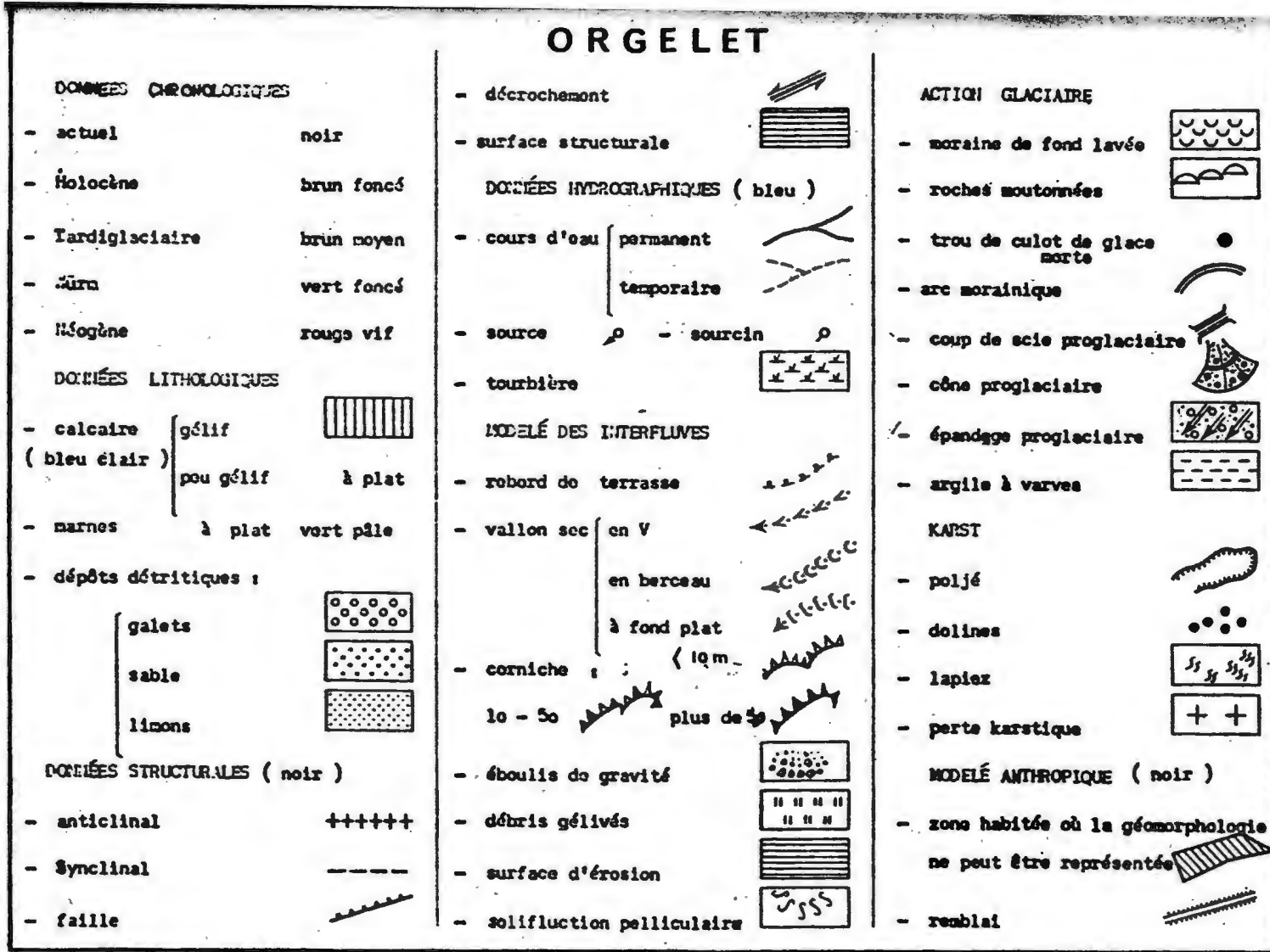


Figura 3.42 - Legenda do mapa geomorfológico de Orgelet. (TRICART, BOURDIEC e OTTMANN, 1963).

os fenômenos do relevo, o que nem sempre é possível, ao mesmo tempo que a utilização de muitas cores aumenta, em muito, os gastos com a impressão.

A cor também é utilizada para indicar a origem da forma, na qual cada processo é representado por uma cor. Tal procedimento tem sido adotado por KLIMASZEWSKI (1963b), BALATKA e SLÁDEK (1967), JOURNAUX (1967 e 1971), TRICART (1972) e GRAAFF et alii (1987); as Figuras 3.43, 3.44, 3.45 e 3.46 trazem alguns exemplos

Nesta proposta, a cor é usada para representar as formas de relevo (morfologia), na medida em que este critério permite manter a sua identificação, tanto nos estudos de pequena e média escala como nos de grande escala, de detalhe. Assim, as formas de relevo devem ser representadas por cores específicas e por variações de tons que podem ter diferentes significados.

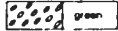
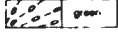
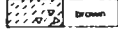
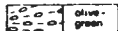



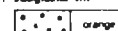
No caso de mapas em branco e preto adota-se um sistema misto, no qual as formas erosivas-denudacionais são diferenciadas por letras e as formas deposicionais, além das letras, podem ser diferenciadas por texturas pontilhadas. A Figura 3.47 mostra várias das sugestões aqui apresentadas.

Com base nos critérios propostos para a representação das formas, sugere-se os seguintes procedimentos, para a cartografia em cores:

- Nos estudos regionais, com mapeamento em pequena e média escala, dentro da abordagem Sintético-Histórica, a unidade taxonômica é o tipo de relevo que deve ser representado pela cor básica da forma. No caso das formas deposicionais, os tons devem ser usados para diferenciar os processos de sedimentação. Para as formas erosivas-denudacionais, as tonalidades devem ser usadas para indicar va-

Forms	Agent		Process	Age	Colour	
A. Tectonic	endogenetic forces	endogenetic forces and Gravity	constructive	Tertiary Pleistocene Holocene	Indigo / grey Indigo / orange / green Indigo / vermillion / blue	
B. Volcanic	endogenetic forces		destructive	Pleistocene Holocene	Indigo	
	exogenetic forces /gravity/	constructive	Pleistocene Holocene	Madder lake, deep Madder lake, pale		
A. Denudative	gravity and water	flowing water and gravity	destructive	Paleogene Neogene Pleistocene Holocene	Left blue Neutral tint Orange Vermilion	
			constructive	Pleistocene Holocene	Sap-, May-, Emerald green Ultramarine	
B. Fluvial	stream water	flowing water and gravity	destructive	Tertiary Pleistocene Holocene	Grey Orange Vermilion	
			constructive	Neogene Pleistocene Holocene	Olive green Sap-, May-, Emerald green Light blue	
C. Pluvial-denudative	stream water and gravity	flowing water and gravity	destructive	Tertiary Pleistocene Holocene	Neutral tint Orange Vermilion	
D. Fluvio-glacial	proglacial streams	flowing water and gravity	destructive	Pleistocene Holocene	Orange / violet blueish Vermilion / violet blueish	
			constructive	Pleistocene Holocene	Sap-, May-, Emerald green / brown Light blue / brown	
	destructive		Pleistocene Holocene	Orange / violet blueish Vermilion / violet blueish		
	constructive		Pleistocene Holocene	May-, Emerald green / brown Prussian green / brown		
E. Karstic	surface and underground water	flowing water and gravity	destructive /solution/	Tertiary Pleistocene Holocene	Carmine /differentiated thickness of lines/	
	stream water predominates		destructive	Tertiary Pleistocene Holocene		
	underground water		constructive	Pleistocene Holocene		Emerald green / carmine Light blue / carmine
F. Suffossional	underground water	flowing water and gravity	constructive	Pleistocene Holocene	Vegetable green Cobalt blue	
			destructive	Holocene	Vermilion	
G. Glacial	glaciers	frost, snow and ice	destructive	Pleistocene Holocene	Violet blueish, deep Light violet blueish	
			constructive	Riss	Burned Sienna Indian red	
				Würm	Burned Umber Sepia Raw Umber	
					Holocene	Vandyke brown
					Holocene	Burned light ochre
H. Nival	snow	frost, snow and ice	destructive	Pleistocene/ Würm	Violet reddish, deep	
			constructive	Holocene	Light violet reddish	
I. Criogenetic	frost	frost, snow and ice	destructive	Pleistocene/ Würm	Violet reddish, deep / emerald green	
			constructive	Holocene	Light violet reddish / light blue	
J. Thermo-karstic	sun and ice	frost, snow and ice	destructive	Pleistocene Holocene	Violet reddish, deep Light violet reddish	
K. Aeolian	wind	wind	destructive	Pleistocene Holocene	Crimson, deep Light crimson	
			constructive	Pleistocene Holocene	Chrome yellow, pale Chrome yellow, deep	
L. Limnic	lake water	waves	destructive	Pleistocene Holocene	Rose, deep Light rose	
			constructive	Pleistocene Holocene	Paris blue, deep Paris blue, pale	
M. Marine	sea water	waves	destructive	Pleistocene Holocene	Rose, deep Light rose	
			constructive	Pleistocene Holocene	Paris blue, deep Paris blue, pale	
N. Organogenetic	plants and animals	organisms	destructive	Holocene	Sepia	
			constructive			
O. Man made	man	organisms	destructive	Holocene	Black	
			constructive			

Figura 3.43 - Proposta de utilização de cores em mapeamentos de detalhe. Segundo KLIMASZEWSKI (1963 b).

GEOMORPHOLOGICAL ENVIRONMENT	MAIN SEDIMENTOLOGICAL AND STRUCTURAL CHARACTERISTICS	
<b>I. Alluvial - mainly fluvial environment</b> Characterized by 1. valley floor deposits  green	layering	poor to good not present to cobbles rare to good angular to rounded
2. alluvial fan and other fan deposits  green - deformation - size grade - sorting - roundness	layering	a. poor to moderate, alternation of fluvial and coarse distinct debris fine layers (alluvial fans & s.l.) b. poor (debris flow and mudflow fans) not present clay to cobbles, generally coarse a. poor to moderate (fluvial layers) b. poor (debris flow and mudflow layers) subangular to rounded
<b>II. Slope environment with mass movements</b> Characterized by 1. scree and rock fall deposits  brown - deformation - size grade - sorting - roundness	layering	crude stratification, occasional interlayering of soil and vegetation remnants not present generally granule and larger very angular to angular
<b>III. Glacial environment</b> <b>A. Ice marginal environment</b> Characterized by 1. fluvial, mainly fan and glaciofluvial deposits  olive-green - layering - deformation - size grade - sorting - roundness - striation	layering	poor to good, occasionally intercalated debris flow layers occasional compressional and/or tensional structures fine sand to cobbles, generally medium to coarse a. moderate to good (waterlain sediments) b. poor (debris flow layers) subangular to rounded occasional striated clasts
2. deltaic deposits  olive-green - layering - deformation - size grade - sorting - roundness	layering	forset and topset beds, occasional bottomset beds occasional syndimentary structures occasional compressional and/or tensional structures fine sand to cobbles, generally coarse good subrounded to rounded
3. lacustrine deposits  olive-green - layering - deformation - size grade - sorting	layering	thin laminae or non laminated occasional syndimentary structures occasional compressional and/or tensional structures clay to fine sand, occasional dropstones and organic trail markings good
4. ablation deposits  orange - layering - deformation - size grade - sorting - roundness - striation	layering	crude stratification of scree like deposits, occasional debris flow deposits not clearly visible a. sand to cobbles (scree like deposits) many large blocks b. clay to cobbles (debris flow deposits) poor a. angular (scree like deposits) occasional mix mixed with rounded components b. subangular to rounded debris flow deposits rarely striated clasts (mainly rounded)
<b>B. Subglacial environment</b> Characterized by 1. subglacial till  orange - layering - deformation - size grade - sorting - roundness - striation	layering	generally not present, compact massive matrix-supported structure, occasional thin sorted layers occasional shear structures clay to cobbles, generally fine grained matrix poor angular to rounded striated clasts abundant

Remarks - Size grade acc. to Udden Bentworth classification (see Blatt, Middleton & Murray 1972)  
 - Roundness acc. to Powers scale (see Blatt, Middleton & Murray 1972)  
 - Sorting acc. to simple threefold classification: poor/moderate/good  
 For tills and related deposits see Rappol (1963)












































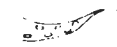

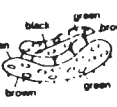

DRAINAGE	MORPHOGRAPHY/MORPHOMETRY	MATERIALS	PROCESSES GENESIS	
in blue               	all colours may be used, depending on genesis                            	fluvial sediments (green) ice-marginal fluvial sediments and glaciofluvial sediments (olive-green) fluvial sediments (green) ice-marginal fluvial sediments and glaciofluvial sediments (olive-green) glaciofluvial deposits (brown) slope deposits (brown) bog deposits (green)	a. fine grained b. coarse grained valley floor deposits (long axis of symbol / to surface slope = (transport) direction) alluvial fan deposits (-do-) deltaic deposits (-do-) lacustrine deposits subglacial till ablation deposit large erratics (> 1/2 m <sup>3</sup> ) scree as surficial cover (long axis directed down slope) scree determining landform (-do-) large blocks (> 1/2 m <sup>3</sup> ) peat	blue hydrography last brown fluvial erosive slope processes green fluvial depositional peat olive-green ice-marginal fluvial and glaciofluvial orange subglacial and ice-marginal glacial black man-made features, gradients, numerical values blue small sinkhole large sinkhole karren (arrows) (long dashes // to direction of karren) green glacial striae (without) and with (to) ice-flow direction horns (altitude in m in black) orange col (to) to glacier (transverse line) (inferred ice flow direction) valley divide transformed by glacial erosion (arrows // to valley axis) dead ice depression brown solifluction a. ice b. gully c. fan side mass a. small b. medium or large (arrow points in direction of slide) mudflow earthflow debris flow tensional fissure a. small b. medium or large c. inferred black pit (IG) or quarry (Q) artificially leveled terrain built up area artificial dam in river (river in blue)
<b>COMPOSITE EXAMPLES</b>  breaded stream (in blue)  ablation deposits in large mosaic ridge (in orange)  terraces  rock glacier a. small b. medium or large (material symbols in brown, base line, crest line and slope symbols in orange)				

Figura 3.44 - Convenções utilizadas em mapas geomorfológicos de detalhe. Segundo GRAFF et alii (1987).

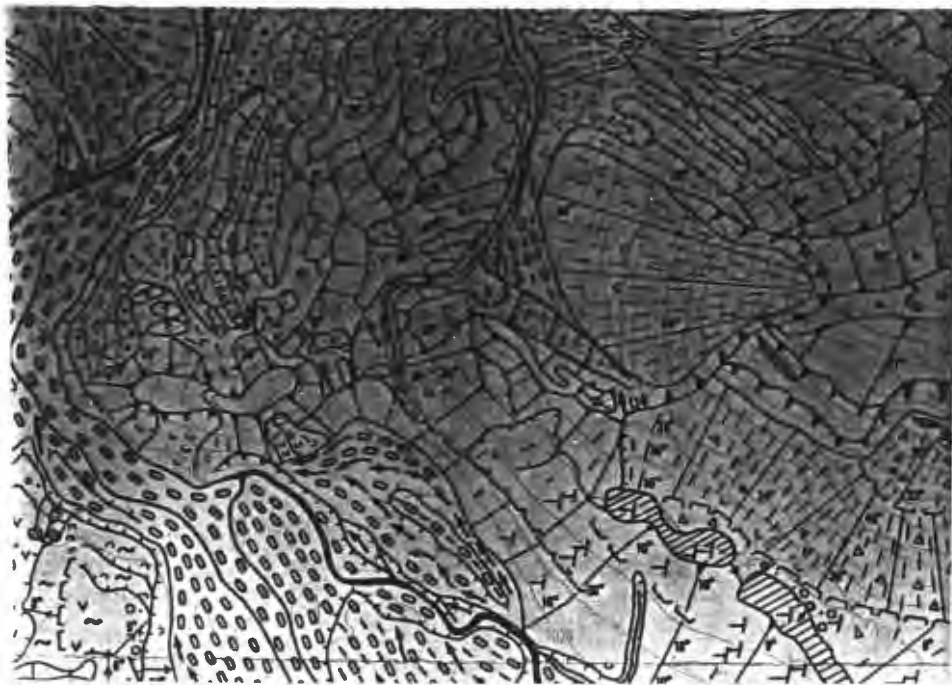
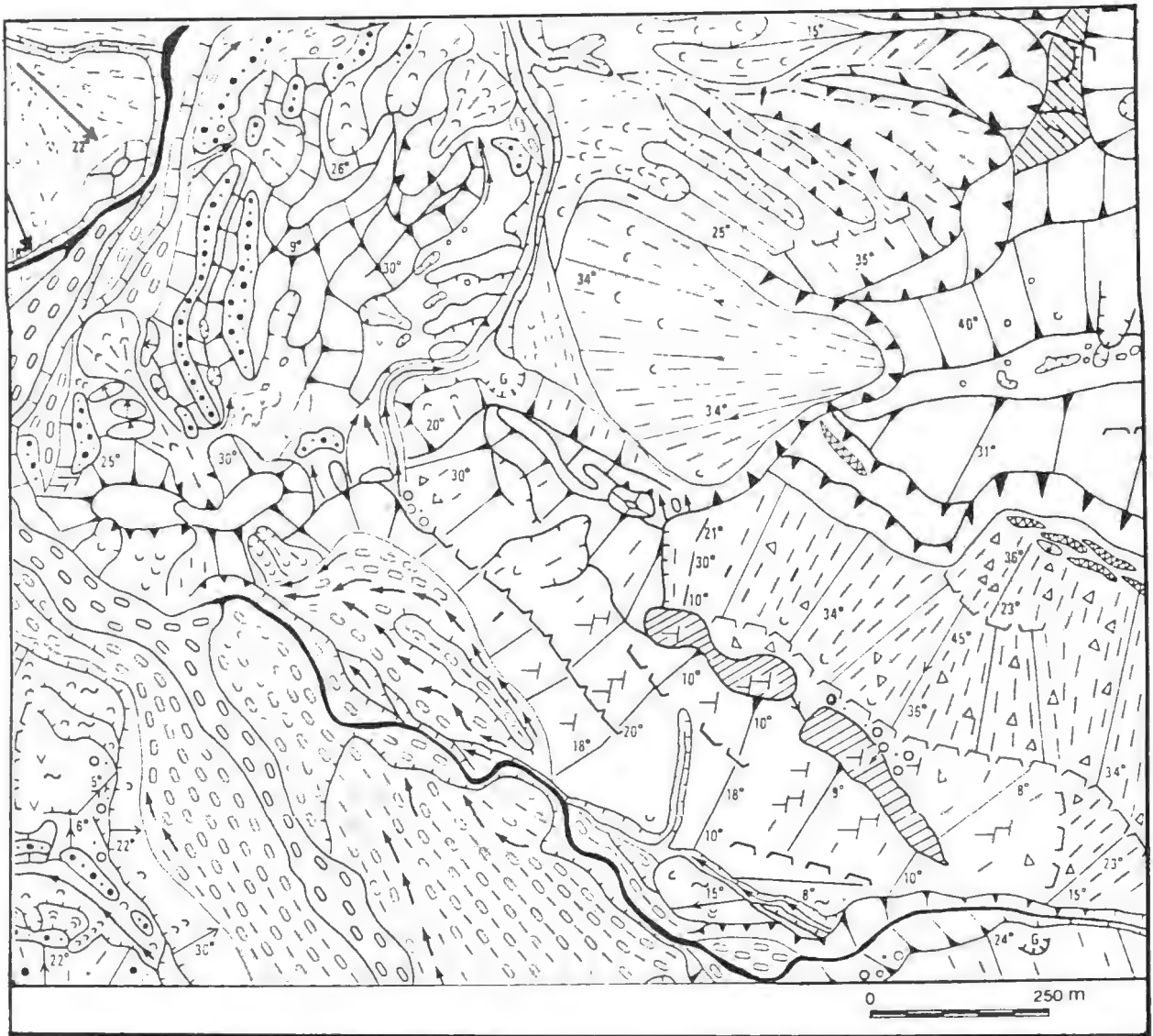


Figura 3.45 - Fragmento do mapa geomorfológico da região alpina da Áustria, em escala 1:10.000, e detalhe fotográfico. Segundo GRAAFF et alii (1987).

riações tipológicas de um mesmo relevo, morros paralelos, morros dissecados. Recomenda-se, também, que os tons mais escuros sejam usados para os tipos de maior amplitude e/ou de maior declividade de vertentes. Esses critérios de representação cartográfica foram sugeridos por DEMECK (1967), BADEA (1976) e SPIRODONOV (1980) e utilizados no Mapa Geomorfológico do Estado de São Paulo (PONÇANO et alii, 1981).

Nos estudos de detalhe, com mapeamentos em escalas grandes, mantêm-se a cor básica da forma, sendo que nesta situação a variação de tonalidade deve ser usada para diferenciar os componentes da forma, ou melhor, as superfícies geométricas elementares e as suas variações de declividade, onde os tons mais claros indicam as porções mais suaves e os tons mais fortes as porções mais íngremes. A adoção deste critério é consoante com a proposta de DEMECK (1967), MORARIU et alii (1967), KUGLER (1967), para mapas coloridos.

Deve-se notar que no caso da representação em branco e preto não se pode manter a identificação da forma básica, como no caso da representação em cores, para todas as escalas. Assim, deve-se procurar evidenciar, na legenda, o tipo de forma estudada.

Nos mapas em branco e preto é proposto representar-se os tipos de relevo por sequências de letras. Assim, adota-se uma ou duas letras maiúsculas para indicar a forma que define o tipo de relevo, seguido de uma ou duas letras minúsculas para indicar a variedade.

No caso de relevo em que se associam dois tipos de formas, como por exemplo Colinas e Morrotes, a forma predominante deve vir indicada com letra maiúscula de maior tamanho do que a subordinada que será indicada com letra maiúscula de tamanho menor.

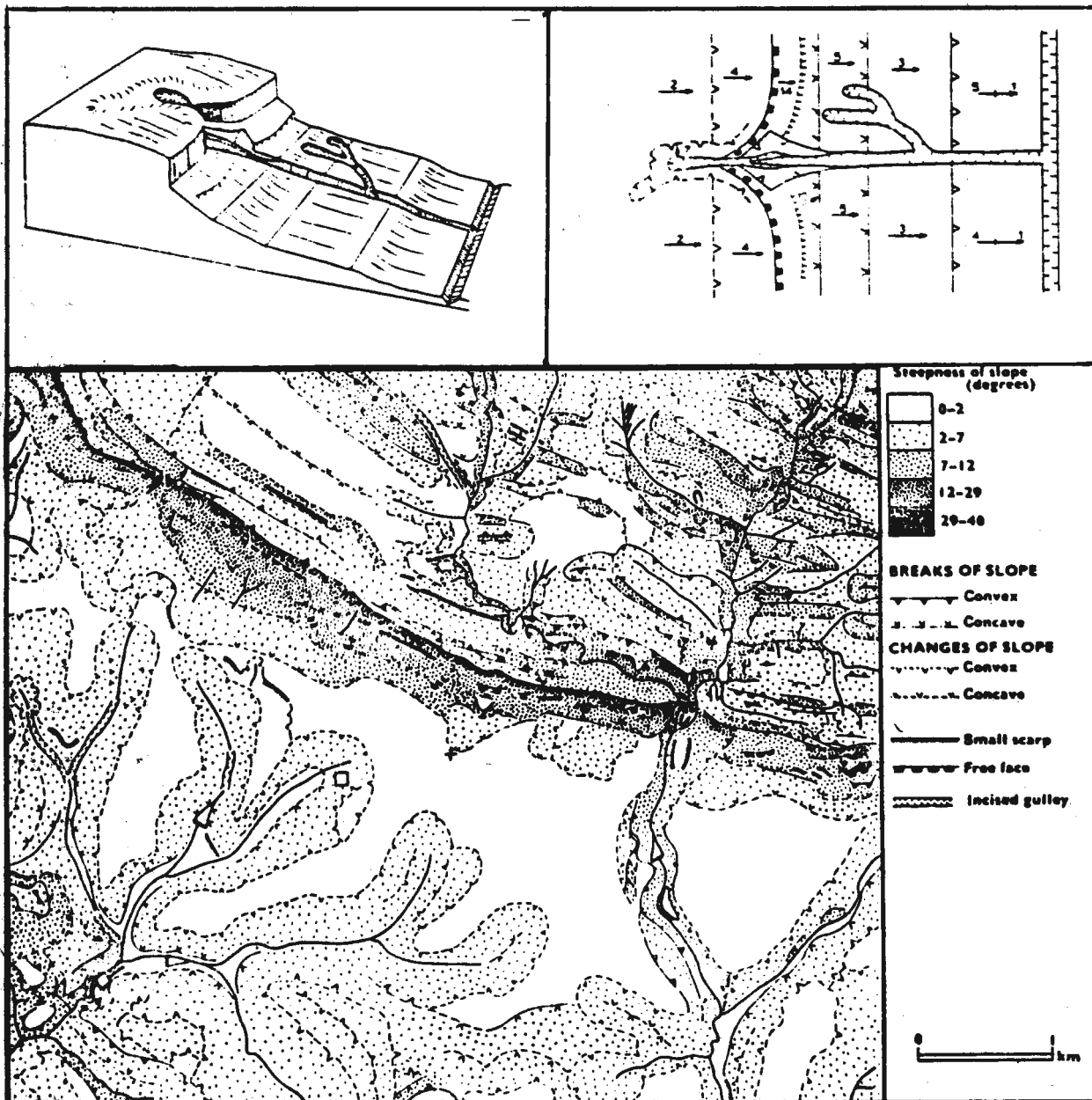
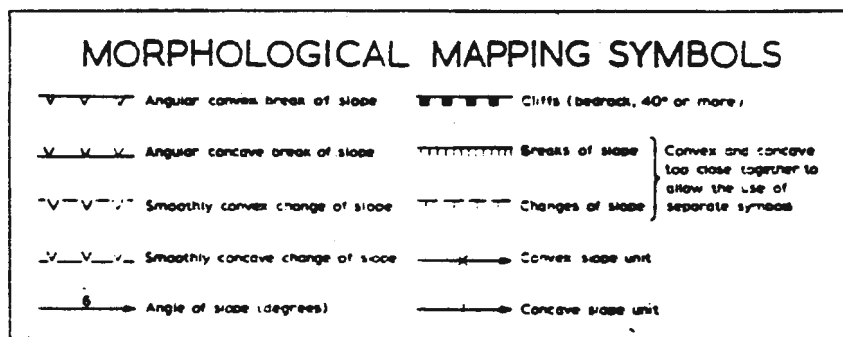
Para a representação das formas deposicionais, no caso dos mapas em escalas pequenas e médias, deve-se manter o critério de indicação por letra; enquanto que nas cartas de detalhe recomenda-se a utilização de texturas pontilhadas, que podem indicar a granulometria predominante do sedimento, ou a mistura de granulometrias. A Figura 3.47 apresenta algumas sugestões de símbolos para a representação granulométrica, baseadas em resultados cartográficos do IPT(1986), conforme ilustra a Figura 3.50.

Para a representação da geometria dos segmentos componentes das vertentes deve-se usar letras, e no caso dos mapas em branco e preto essas letras devem ser acompanhadas de índices numéricos correspondentes à declividade.

### 3.2. Morfometria

Para a resolução da mapeamento e cartografia proposta, utiliza-se as recomendações internacionais, as quais são, de modo geral, coincidentes, ou seja, as curvas de nível e os pontos de triangulação da base topográfica são parte essencial dos mapas geomorfológicos, devendo ser representadas em cores cinza ou cêpia, no caso de mapas coloridos, ou com linhas diferenciadas nos mapas em branco e preto, independentemente da escala do mapeamento.

A representação da declividade das superfícies geométricas das vertentes tem sido feita de várias maneiras. Em cores a variação de tons indicam o grau de declividade, como é o caso propostas de DEMECK (1967), KUGLER (1967) e MORARIU et alii (1967). Em branco e preto, Figura 3.48, a declividade é mostrada por textura pontilha-



**Figura 3.48 - Convenções morfológicas usadas no sistema de mapeamento proposto por SAVAGIER (1960 e 1965), aplicado no extrato da carta da região de Johannesburg em escala aproximada de 1:50.000.**



FORMAS . SEUS COMPONENTES E TIPOS DE RÊLEVO									
FORMAS DEPOSICIONAIS OU DE AGRADAÇÃO	PLUVIAIS - GRAVITACIONAIS	AMARELO	LETRAS	FORMAS EROSIVAS DENUDACIONAIS	MORROS	VERMELHO	M		
	FLUVIAIS		OU		MONTANHAS		MH		
	MISTAS		TEXTURA		CRISTAS		CR		
	MARINHAS		DE		SERRAS		S		
EÓLICAS	PONTOS	ESCARPAS	E						
FORMAS EROSIVAS DENUDACIONAIS	RAMPAS	VERDE	R	SUPERFÍCIES GEOMÉTRICAS ELEMENTARES DO PERFIL DA VERTENTE	PADRÕES DE DECLIVIDADE				
	TABULEIROS		TB		RETILÍNEAS	Rt	0% a 5%	1	
	COLINAS		C		CONVEXAS	Cv	5% a 12%	2	
			MT		CÔNCAVAS	Cc	12% a 30%	3	
	MORROTES		AZUL		MT	Cc	30% a 47%	4	
					> 47%	5			
EXEMPLOS									
COLINAS MÉDIAS	Gm		PLANÍCIE ALUVIONAR	Pa					
MORROTES PARALELOS	MTpr		TERRAÇO MARINHO	Tm					
MORROS E SERRAS	Ms								

GRANULOMETRIA	
Argila	
Silte	
Areia fina à média	
Areia grossa	
Seixo	
Bloco	
Matacão	

TIPOS DE ROCHAS	
ARGILITOS	
SILTITOS	
ARENITOS	
CONGLOMERADOS OU CROSTAS	
CALCÁRIOS SEDIMENTARES	
CALCÁRIOS METAMÓRFICOS	
DOLOMITOS	
METARENITOS OU QUARTIZITOS	
XISTOS OU FILITOS	
MIGMATITOS HETEROGÊNEOS DE PALEOSSOMA XISTOSO	
GNAISSES, MIGMATITOS HOMOGÊNEOS DE ESTRUTURAS OFTALMÍTICAS, NEBULÍTICAS, ANATEXITOS	
ROCHAS CATACLÁSTICAS	
ROCHAS ÁCIDAS: GRANITOS	
ROCHAS BÁSICAS: BASALTOS	
ROCHAS ALCALINAS: SIENITOS	

FEIÇÕES E PROCESSOS EROSIVOS			
PAREDES ROCHOSAS OU LAJES		CAMPOS DE MATAÇÕES	
ESCOAMENTO SUPERFICIAL			
LAMINAR OU DIFUSO		RAVINAS	
CONCENTRADO EM SULCOS RASOS		BOGOROCAS	
REENTALHE FLUVIAL EM CABECEIRAS			
MOVIMENTOS DE MASSA			
RASTEJO		INDIFERENCIADOS	ATIVO INATIVOS
FISSURAS DE TENSÃO COM RASTEJO		TRANSLACIONAL	
QUEDA DE BLOCOS		ROTACIONAL	

FEIÇÕES LINEARES				
RUPTURAS DE DECLIVE		NA VERTENTE	LIMITANDO TIPOS DE RELEVO	
RUPTURA DE DECLIVE NEGATIVA	NÍTIDA			
	DEGRADADA			
RUPTURA DE DECLIVE POSITIVA	NÍTIDA			
	DEGRADADA			
BORDA DE TERRAÇO FLUVIAL INDIFERENCIADO				
NÍTIDO				
DEGRADADO				
ESCARPA EROSIVA INDIFERENCIADA				
NÍTIDA				
DEGRADADA				
ESCARPA DE LINHA DE FALHA				
NÍTIDA				
DEGRADADA				
ASSOCIADA A PROCESSOS EROSIVOS			TERRAÇOS DE CULTIVO	
			CAMINHO DE VACA	
INTERFLÚVIOS		CONVEXOS	ESTREITOS	ROCHOSOS SIMÉTRICOS
PRINCIPAIS				
SECUNDÁRIOS				
LIMITES DE TIPOS DE RELEVO		EM DRENAGEM	ASSOCIADO A CONTATO LITOLÓGICO	EM INTERFLÚVIO
				DEVE-SE USAR A REPRESENTAÇÃO DOS INTERFLÚVIOS PRINCIPAIS

Figura 3.47 - Sugestões de símbolos, tramas texturais e letras para a representação cartográfica de feições lineares, substrato rochoso, processos morfogenéticos e tipos de formas. Proposição baseada em TRICART (1965), no Projeto de Legenda da Subcomissão de Mapeamento Geomorfológico da UGI (1968) VERSTAPPEN & VANZUIDAN (1975) e nos resultados cartográficos obtidos nos estudos do IPT (1982 e 1986).

das, sendo que, a densidade indica o grau de declive, conforme a proposta de SAVAGIER (1960 e 1965); e ainda por meio de setas com indicação numérica do valor da declividade, como na proposta de GRAFF et alii (1987), Figura 3.45.

A declividade, sendo um dado importante da cartografia geomorfológica de detalhe, nesta proposta, será representada nos mapas em cores pelos tons da cor que representa a forma de relevo em estudo, e nos mapas em preto e branco por índices numéricos correspondentes à declividade, como é mostrado na Figura 3.47.

Os intervalos de declividade podem variar em consequência dos objetivos e interesses do estudo. No entanto, recomenda-se a utilização de alguns limites fixados por lei e outros pela experiência de uso e preservação de vertentes, como por exemplo:

55% ou 30° - declividade acima da qual a incidência de escorregamentos é elevada, (IPT, 1978);

47% ou 25° - valor máximo a partir do qual não é permitida a derrubada de florestas (Art. 10 do Código Florestal, Lei nº 4771/65);

30% ou 17° - valor a partir do qual a urbanização só pode ser feita se atendidas exigências específicas (Lei Federal nº 6766/79-Lei Lehman);

12% ou 7° - valor consagrado na agricultura como limite para a mecanização intensiva.

### 3.3. Cronologia

Na discussão sobre cronologia no mapeamento e na cartografia geomorfológica, é necessário considerar a questão de espaço e tempo

envolvida em cada abordagem aqui propostas.

Assim, quando da utilização da abordagem Sintético-Histórica para mapeamentos em escalas médias e pequenas, em que se analisam grandes áreas, pode-se distinguir apenas grandes intervalos de tempo Paleogeno, Neogeno e Quaternário. Na abordagem Analítico-Dinâmica, usada nos estudos de detalhe, tem-se a possibilidade de definição de subdivisões temporais mais pormenorizadas.

Porém, é importante recuperar algumas observações sobre a questão da cronologia na Cartografia Geomorfológica. A primeira é de DEMECK (1967), que considera que a datação dos elementos das formas é possível, e relativamente fácil, no caso daquelas originadas por acumulação e por atividade vulcânica, pois se define o período do término da sedimentação ou o período do vulcanismo. Porém, no caso das superfícies erosivas-denudacionais e tectônicas a datação é mais complexa, principalmente quando não ocorrem depósitos correlativos. Nestes casos, ou toma-se um longo período de tempo através do qual a superfície se desenvolveu ou indica-se o período em que a sua evolução foi mais acentuada.

A segunda deve-se a BALATKA e SLADÉK (1967), que consideram ser difícil determinar a datação das vertentes, uma vez que estas estão sujeitas a contínuas modificações de suas partes, não sendo possível precisar, exatamente, suas diferentes fases de desenvolvimento.

A terceira observação também deve-se a esses mesmos autores, contando porém, com a participação de KUGLER (1967), estes consideram que embora a cronologia seja um aspecto importante, sob o ponto de vista teórico, esta não é substancial para a utilização prática, sendo então, aí, a gênese o elemento mais importante.

No que se refere à gênese, cabe lembrar que as formas são geradas em um tempo determinado e em condições específicas de interação entre os movimentos tectônicos, o clima e o substrato litológico, e que ao longo do tempo a oscilação de energia de um desses fatores gera modificações nos processos morfogenéticos e, por conseguinte, na forma. Assim, não é possível resgatar o continuum deste processo de interação, nem a idade absoluta dos eventos, salvo os de origem deposicional ou magmática.

Além desses aspectos, é necessário assinalar que em nosso território, dado as condições oxidantes em que se deu a deposição cenozóica, é muito raro a identificação de fósseis para o estabelecimento de datações absolutas das formas deposicionais, de sorte que a datação é quase sempre relativa, e interpretativa, assim sendo, recomenda-se cautela na atribuição de idades.

Para a subdivisão do Quaternário em nosso território deve-se ter, como base os trabalhos de BIGARELLA e ANDRADE (1965) e BIGARELLA e MOUSINHO (1965), nos quais são reconhecidos como critérios de separação as fases de modelado semi-árido e úmido, correlatos aos glaciais e interglaciais do hemisfério norte, até que estudos mais completos apresentem proposições complementares e mais precisas.

Porém, como assinalam MELO e PONÇANO (1983), existem controvérsias quanto a adoção da proposição americana ou européia para a subdivisão estratigráfica do Quaternário. Assim, até que se tenha elementos conclusivos para a adoção de uma ou outra proposta considera-se opcional a utilização de qualquer uma delas.

Para minimizar este problema, que é um aspecto importante da abordagem Sintética-Histórica, recomenda-se a elaboração de perfis esquemáticos que mostrem a articulação dos níveis de relevo e sua

relação com as principais fases de pediplanação, com formação de superfícies erosivas e de pedimentação. Quando possível indica-se também a participação do condicionamento morfoestrutural no arranjo e disposição dos diferentes tipos de relevo e sua relação com as principais fases de pedimentação e pediplanação.

### 3.4. O Substrato Litoestrutural

A representação do substrato litoestrutural nas cartas geomorfológicas é aspecto bastante discutido na literatura, havendo, segundo KLIMASZEWSKI (1982) duas tendências. Uma representada pela França, Checoslovaquia e Hungria e a outra pela Polónia, União Soviética, Romênia e Alemanha.

A primeira tendência enfatiza a representação das unidades litoestruturais como um elemento básico do conteúdo das cartas geomorfológicas devendo ser representadas por diferentes cores, ou por diferentes tons da mesma cor, enfatizando também a representação de elementos estruturais - eixos de dobras, mergulho das camadas - chegando-se a extremos, como no caso da cartografia francesa, Figura 3.42; em que o substrato rochoso é o elemento mais destacado do mapa.

O segundo grupo considera a forma como o elemento básico da representação cartográfica, ou seja, o relevo, e não a estrutura. Para permitir o estabelecimento de relações entre as formas e a estrutura geológica, esta tendência considera como suficiente a comparação entre o mapa geomorfológico e o geológico.

Em consequência dos resultados obtidos por essas duas linhas tornou-se difícil a comparação entre mapas geomorfológicos, de modo

que foi necessário encaminhar discussões para limitar o conteúdo geológico dos mapas geomorfológicos, ao mesmo tempo que se procurava explicitar a representação das formas estruturais e tectônicas por intermédio de simbologia específica, como é sugerido na Legenda da Subcomissão de Mapeamento Geomorfológico (1968).

Além dessas questões, da disponibilidade técnica e de recursos gráficos e econômicos para a representação das rochas e reprodução das cartas geomorfológicas, deve-se chamar a atenção para outros dois aspectos que dificultam e interferem no processo cartográfico.

O primeiro refere-se a complexidade que a geologia da área em estudo pode apresentar; assim, onde ocorrem muitos tipos litológicos e com distribuição muito recortada, torna-se difícil a representação, dado a necessidade de uso de grandes variedades de símbolos em pequenos espaços. O segundo diz respeito a escala, uma vez que, nas pequenas e médias, os espaços cartográficos são pequenos para o uso de símbolos. Logo, a representação do substrato rochoso é compatível somente com os mapas de escala grande.

Dessa maneira, na cartografia em cores, recomenda-se a adoção do sistema de cartografia proposto por VERSTAPPEN e VAN ZUIDAM (1975), em que o substrato rochoso é representado em cinza ou cêpia, Figura 3.49, aí nota-se que o entendimento do conteúdo morfológico não foi prejudicado, evidenciando a eficiência desta proposição.

Na cartografia em branco e preto, em escalas 1:50 000 e 1:25 000 adota-se como modo de representação do substrato rochoso a sistemática empregada pelo IPT, como mostrado na Figura 3.50, em que a simbologia das rochas é aplicada no verso da carta. Sugestão de legenda para os tipos litológicos é apresentada na Figura 3.47.

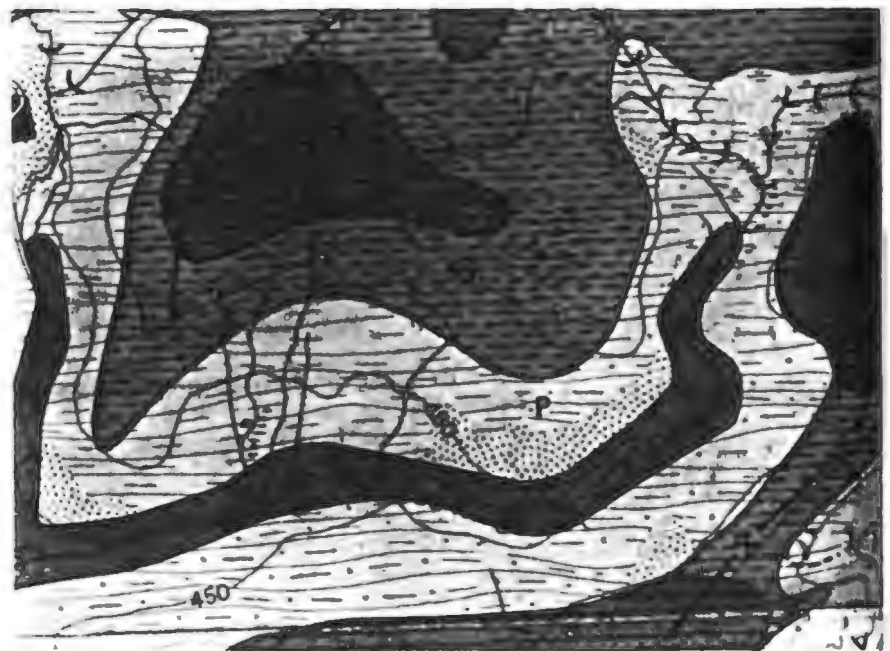
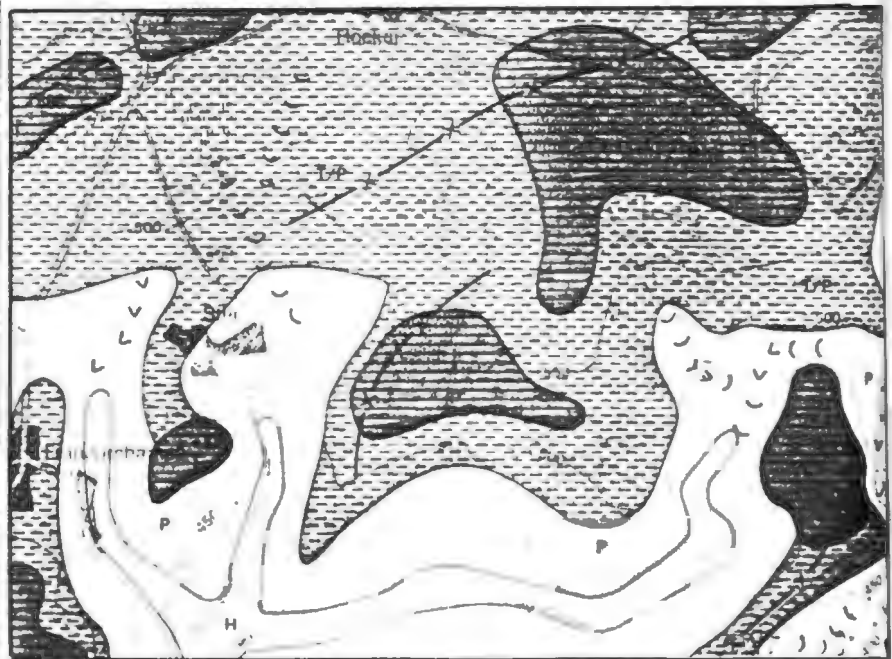
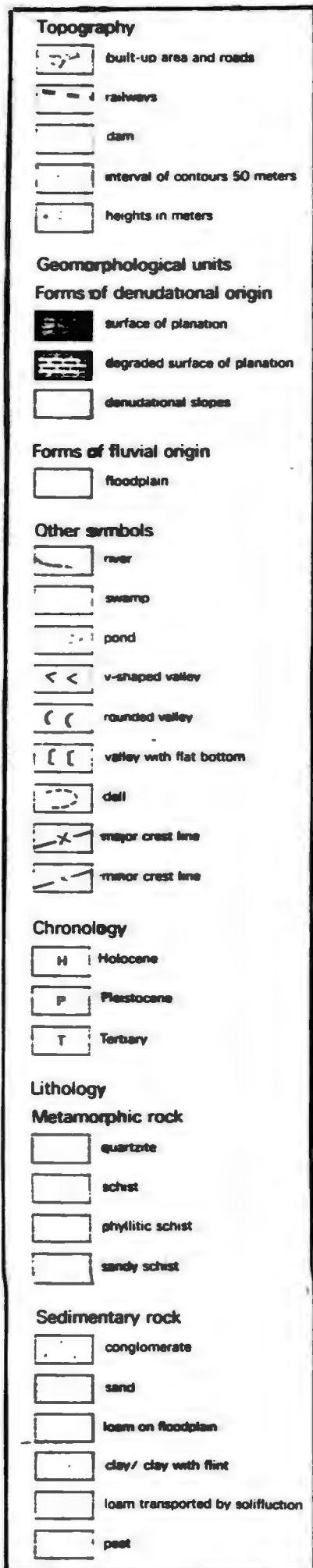


Figura 3.49 - Fragmento de mapa geomorfológico em escala 1:50.000, detalhe fotográfico e legenda segundo o sistema de mapeamento ITC-Holanda. Compilado de SALOMÉ e DORSSER (1982).

Na cartografia de escalas média e pequena recomenda-se que o substrato rochoso seja caracterizado na legenda ou pelo próprio nome do tipo de relevo, como por exemplo Morros graníticos, enquanto que para as feições estruturais e tectônicas deve-se adotar símbolos específicos, conforme recomendações da Subcomissão de Mapeamento Geomorfológico da UGI (1968).

### 3.5. Feições Lineares e Processos

Dentro desta sistemática de mapeamento e cartografia, as linhas que limitam os diferentes tipos de relevo ou os diferentes componentes da forma, são de modo geral associadas à linhas de ruptura de declive positivas ou negativas, linhas de crista, linhas de talvegue e, por vezes, a contatos geológicos.

Essas linhas que articulam e limitam os diferentes elementos do relevo, em cada uma das categorias taxonômicas adotadas, têm diferentes significados. Por exemplo, nos estudos de detalhe as rupturas de declive podem representar um aumento suave da declividade, a presença de um segmento de vertente íngreme, a borda de um terraço fluvial ou a presença de uma forma deposicional. Nesse caso a variação de declividade será representada pelo tom de cor que define o tipo de forma, enquanto que a feição linear da ruptura de declive poderá ter uma simbologia específica, como sugerido na Figura 3.47.

Nos estudos regionais as rupturas de declive positiva e negativa indicam a articulação entre diferentes níveis do relevo, condicionados pela presença de superfícies erosivas de idades diferentes ou por morfoestruturas de comportamento tectônico diferencial. Nestes casos, as rupturas representam feições que podem ser diferen-



ladas em virtude da sua importância para o entendimento da gênese do relevo, tal como proposto na Legenda da Subcomissão de Mapeamento geomorfológico (1968), em que se diferenciam escarpas de linha de alha, escarpas erosivas, bordas de terraços fluviais, falésias, entre outras. Essas feições podem ser precisadas do ponto de vista morfométrico quanto a amplitude e/ou declividade, conforme sugerido na Figura 3.47.

Quanto à representação dos processos morfogenéticos em nosso meio físico, com exceção das áreas litorâneas e de relevo cárstico que exigem símbolos específicos, tem-se uma gama bastante restrita de símbolos, já que estes estão associados aos tipos de escoamento superficial e aos tipos de movimentos de massa.

Nos mapas de escalas médias e pequenas a representação dos processos, quando possível, terá caráter indicativo. Nos mapas em escalas grandes recomenda-se a diferenciação dos processos ativos representado por traços cheios, e dos processos fósseis ou inativos, representados por linhas descontínuas. Nesses mapas pode-se também apresentar características específicas dos processos ativos, tais como profundidade de ravinas, tipos de ruptura de escorregamentos, etc, sendo estes detalhes compatíveis com a escala dos mapeamentos executados.

A Figura 3.47 sugere alguns símbolos lineares para a representação de processos morfogenéticos mais frequentes em nosso meio físico.

Representa-se ainda feições do tipo paredes rochosas ou lajes, campos de matações e acumulações de blocos e matações, na medida em que são importantes no entendimento da dinâmica das formas.

Nas análises de detalhes deve-se associar aos componentes das formas a descrição da cobertura detritica observada especificando-se, quando possível, as suas características geotécnicas e pedológicas e sua origem (eluvial, pluvial-gravitacional, fluvial, eólica). Essas características serão descritas na legenda, de maneira que no mapa será apenas representado o tipo de forma pela cor; a declividade de seus elementos constituintes pelos diferentes tons; os processos atuantes por símbolos específicos; o substrato rochoso por texturas e feições, como linhas de cristas e linhas de ruptura de declive, por símbolos lineares.

Resta considerar que na representação cartográfica adotada, o mapa enfatiza os aspectos descritivos dentro das diferentes categorias taxonômicas do relevo, de modo que os dados apresentados possam ser avaliados e interpretados por diferentes autores. Neste sentido, a legenda ressalta os aspectos da compartimentação topográfica, da constituição litológica das formas e das coberturas detriticas, da morfografia, morfometria e da dinâmica do relevo, sendo que os aspectos interpretativos devem ser apresentados em quadros e ou tabelas em anexo.

## REFERENCIAS BIBLIOGRAFICAS

ABREU, A.A. - 1982 - Análise geomorfológica: reflexão e aplicação; uma contribuição ao conhecimento das formas de relevo do planalto de Diamantina - MG. São Paulo, Instituto de Geografia/USP (Tese Lic. Doc. Geogr. Fis.).

ABREU, A.A. - 1983 - A teoria geomorfológica e sua edificação: análise crítica. Revista do Instituto Geológico. São Paulo, 4 (1/2): 5-25.

AB'SABER, A.N. - 1969 - Um conceito de geomorfologia a serviço das pesquisas sobre o quaternário. Geomorfologia. São Paulo, n 18, 1969.

AB'SABER, A.N. - 1970 - Províncias geológicas e domínios morfo-climáticos no Brasil. Geomorfologia. São Paulo, n 20.

ALLEN, J.R. - 1970 - Physical Processes of Sedimentation. London. George Allen & Unwin Ltd. 248 p.

BADEA, L - 1976 - The geomorphological map of the atlas of the Socialist Republic of Rumania. Geographia Polonica, Warsaw, (34): 258-259.

BALATKA, B e SLADEK, J. - 1967 - Problem of the conception of Detailed Geomorphological Map. In: Proceedings of the meeting of the

- IGU - Comission on applied geomorphology sub-commission on geomorphological mapping. Brno and Bratislava. Progress made in geomorphological mapping. Brno, 1967... p. 179-192.
- BASCHEENINA, N.V.; ARISTARKHOVA, L.B. e LUKASHOV, A.A. - 1972 - Methods of morphostructural analysis in geomorphological mapping. In: DEMEK, J. Manual of Detailed Geomorphological Mapping. Prague, Academic p.83-89.
- BELOUSSOV, V.V. - 1971 - Problemas Básicos de Geotécnica. Barcelona, Ediciones Omega, S.A. 854 p.
- BIGARELLA, J.J.; MARQUES, P.L.; AB'SABER, A.N. - 1961 - Ocorrência de pedimentos Remanescentes nas falhas da Serra do Iquererim (Guaruaçuva, SC). Bol. Paran. Geogr. Curitiba (4-5): 82-93.
- BIGARELLA, J.J.; ANDRADE, G.O. de - 1965 - Contribution to the study of the Brazilian Quaternary. In: WRIGHT, H.E. Jr. & FREY, D.G. International studies on the Quaternary. New York. p. 439-451. (Geol. Soc. Am. Spe. Paper).
- BIGARELLA, J.J. e MOUSINHO, M.R. - 1965a - Considerações a respeito dos terraços fluviais, rampas de colúvio e varzeas. Bol. Paran. Geogr. Curitiba (16/17): 153-197.
- BIGARELLA, J.J. e MOUSINHO, M.R. - 1965b - Significado paleogeográfico e paleoclimático dos depósitos rudáceos. Bol. Paran. Geogr. Curitiba (16/17): 7-16.

BIGARELLA, J.J.; MOUSINHO, M.R. e da SILVA, J.X. - Pediplanos, pedimentos e seus depósitos correlativos no Brasil. Bol. Paran. Geogr. Curitiba (16/17): 117-152.

BLOOM, A.L. - 1970 - A superfície da Terra. Editora de Edgard Blucher Ltda.. São Paulo.

BOGANIK, N.S. - 1968 - On the essence of the interrelation of the sciences studying the earth. In: The interaction of sciences in the study of the earth. Moscou, Progress Publishers. p.156-164.

BRICE, J.C. - 1975 - Airphoto interpretation of the form and behavior of alluvial rivers. Final Report for U.S. Army Research Office.

BUDELL, J. - 1982 - Climate Geomorphology. New Jersey. Princeton University Press. 448 p.

BULL, W.B. - 1964 - Geomorphology of Segmented Alluvial Fans in Western Fresno Country, California. U.S. Geological Survey Professional Paper. 352.-E:81-128..

CAPRA, F. - 1983 - O Tao da Física; um paralelo entre a física moderna e o misticismo oriental. São Paulo, Cultrix, 260 p.

CAPRA, F. - 1987 - O Ponto de Mutação. São Paulo, Cultrix, 445 p.

CHORLEY, R.J. - 1962 - Geomorphology and general systems theory. U.S. Geol. Survey Prof. Paper, 500-B, 10 p. (transcrito em Notícia Geo-

morfológica , Campinas. 11 (21): 3-22.(1971)

CHORLEY, R.J. - 1975 - Modelos em Geomorfologia. In: CHORLEY, R.J. & HAGGETT, P. Modelos Físicos e de Informação em geografia. Rio de Janeiro, Livros Técnicos e Científicos, São Paulo, EDUSP. 60 p.

CHORLEY, R.J. et alii - 1984 - Geomorphology. Cambridge University Press 606 p.

CHRISTOFOLETTI, A. - 1972 - O desenvolvimento da Geomorfologia. Not. Geomorfológica. Campinas, 12 (23): 13-30.

CHRISTOFOLETTI, A. - 1974 - Geomorfologia. São Paulo, Ed. Edgard Blucher Ltda. 149 p.

CHRISTOFOLETTI, A. - 1981 - Geomorfologia Fluvial. São Paulo. Ed. Edgard Blucher Ltda.

CHRISTOFOLETTI, A. e PENTEADO, M.M. - 1970 - Cronologia relativa do Quaternário na Depressão Periférica Paulista. Not. Geomorfológica. Campinas, 10 (19): 35-46.

DALRYMPLE, J.B. et alii - 1968 - A hypothetical mine unit land surface model. Zeitschrift für Geomorphologie. Stuttgart, 12 (1). 60-76.

DAVIS, W.M. - 1889 - The Rivers and Valleys of Pennsylvania. National Geographic Magazine, I. 183-353. In: JOHNSON, D.W. ed. Geogra-

phical essays S.L., Dover Publications, 777 p. 1954.

DAVIS, W.M. - 1890 - The rivers of Northern New Jersey with notes on the classification of Rivers in General. Nat Geographic Magazine II, 81-220. In: JOHNSON, D.W. ed. Geographical essays S.L., Dover Publications, 777 p. 1954.

DAVIS, W.M. - 1886 - The Seine, the Meuse and the Moselle. National Geographic Magazine VII, 182-202. In: JOHNSON, D.W. ed. Geographical essays S.L., Dover Publications, 777 p. 1954.

DAVIS, W.M. - 1899 - The Geographical Cycle. Geographical Journal. London 14 (5): 481-504. In: JOHNSON, D.W. ed. Geographical essays S.L., Dover Publications, 777 p. 1954.

DAVIS, W.M. - 1902 - River Terraces in New England. Bulletin Museum of Comparative Zoology, XXXVIII, 281-346. In: JOHNSON, D.W. ed. Geographical essays S.L., Dover Publications, 777 p. 1954.

DAVIS, W.M. - 1903 - The Mountain ranges of the Great Basin. Bulletin Museum of Comparative Zoology XLII 129-177. In: JOHNSON, D.W. ed. Geographical essays S.L., Dover Publications, 777 p. 1954.

DAVIS, W.M. - 1904 - Complications of the Geographical Cycle. Proc. VIII Int. Geog. Congress, Washington, p.150-163. In: JOHNSON, D.W. ed. Geographical essays S.L., Dover Publications, 777 p. 1954.

DEMECK, J. - 1967 - Generalization of geomorphological maps. In: Proceedings of the meeting of the IGU - Commission on Applied geomorphology, Sub-commission on geomorphology Mapping, S.L. Brno and Bratislava, p. 36-72.

DEMECK, J. - 1972 - Manual of detailed geomorphological mapping. Prague Academie 344 p.

DERBYSHIRE, E. - 1976 - Geomorphology and climate. London, John Wiley & Sons. 512 p.

DORSSER, H.J. e SALOME, A.I. - 1973 - Different methods of detailed geomorphological mapping. K. NAG. Geografisch Tijdschrift. 2 (1): 71-74, (+ 1 coloured map).

GANESHIN, G.S. - 1967 - Principles and methods of geomorphological mapping. In: Proceedings of The Meeting of the IGU - Commission on Applied Geomorphology, Sub-Commission on Geomorphological Mapping, Brno and Bratislava. Progress Made in Geomorphological Mapping. Brno, 1967 p.73-87.

GANESHIN, G.S. - 1976 - Geomorphological Cartography in the USSR. In: International Geographical Congress, 23., Moskva, v.1, p.235-7 (Geomorphology and Paleogeography).

GERASSIMOV, I.P. - 1946 - Experience with geomorphological interpretation of general scheme of geological structure of USSR. Probl. Fizich. Geogr. 12:33-46.



GERASSIMOV, I.P. e MESCHERIKOV, J.A. - 1968 - Morphostructure. In: FAIRBRIDGE, R.W., ed. The encyclopedia of geomorphology. New York, Reinhold Book.

GIDIGASU, M.D. - 1976 - Laterite Soil Engineering: pedogenesis and engineering principles. Amsterdam, Elsevier. 554 p. (Developements in geotechnical Engineering, 9).

GILBERT, G.K. - 1880 - The geology of the Henry Mountains. Washington, U.S. Department of the Interior, Washington, EUA.

GRAAFF, L.S.W. et alii - 1987 - A geomorphological mapping system at scale 1:10.000 for mountainous areas. Zeitschurift fur Geomorphology. Berlin 31 (2):229-242.

GREGORY, K. J. e WALLING, D.E. - 1973 - Drainage Basin Form and Process, London, Arnold.

GRIGORYEV, A.A. - 1968 - The theoretical fundaments of modern physical geography. In: The interaction of sciences in the study of the earth. Moscou, Progress Publishers. p. 77-91.

HACK, J.T. - 1960 - Interpretation of erosional topography in humid temperate regions. American Journal of Science. (258-A):80-97 (transcrito em Noticias Geomorfologicas). Campinas 12 (24): 3-37. 1972.

HORTON, R.E. - 1945 - Erosional development of streams and their drainage basins; hydrophysical approach to quantitative morphology. *Bulletin of the Geological Society of America*. vol.56; 275-370.

HOWARD, A.D. - 1967 - Drainage analysis in geologic interpretation: a summation. *Bulletin of the American Association of Petroleum Geologists*. Vol 51:2246-59.

INSTITUTO DE PESQUISAS TECNOLÓGICAS DO ESTADO DE SÃO PAULO - 1982 - Estudos geológico-geotécnicos e levantamento de condicionantes do meio físico na área de interesse à implantação de barragens e reservatórios no Rio Ribeira (SP e PR) - Fase Inventários. São Paulo (IPT: Relatório 21.717).

INSTITUTO DE PESQUISAS TECNOLÓGICAS DO ESTADO DE SÃO PAULO - 1986 - Programa Serra do Mar - Levantamentos básicos nas falhas de Santos e Riacho Grande - Estado de São Paulo. São Paulo. (IPT: Relatório 23.294)

JAIN, V.E. - 1980 - *Geotectônica General*. Moscou, Editorial Mir.2v

JOURNAUX, A. - 1969 - Presentation des cartes des formation superficielles et des cartes geomorphologiques de Basse Normandie au 1:50.000 (Feuille de Mezidon). Centre de Geomorphologie de Caen du CNRS. Bulletin n 4. Dezembro 1969.

JOURNAUX, A. - 1971 - Cartes des formation superficielles et cartes geomorphologiques de Basse Normandie au 1:50.000 (Feuille de Caen).

Centre de Geomorphologie de Caen du CNRS. Bulletin n. 11. Juin, 1969.

KING, L.C. - 1956 - A geomorfologia do Brasil Oriental. Rev. Bras. Geogr. Rio de Janeiro, 18 (2): 147-265.

KLIMASZEWSKI, M. - 1963a - The principles of geomorphological mapping in Poland. Geographical Studies, Warszawa, (46):67-72 (Problems of Geomorphological Mapping).

KLIMASZEWSKI, M. - 1963b - Land form list and signes used in the detailed geomorphological map. Geographical Studies, Warszawa, (46) Problems of Geomorphological Mapping) (Anexo).

KLIMASZEWSKI, M. 1982 - Detailed geomorphological maps. IIG Journal. Enschede, (3): 265-271.

KOSTENKO, N.P. - 1975 - Geomorfologia Estrutural. México - Instituto de Geografia de La Unam. 115 p.

KUGLER, H. - 1967 - Detailed Geomorphological Mapping in the German Democratic Republic. In: Proceedings of the meeting of the IGU - Commission on Applied Geomorphology, Sub-Comission on Geomorphological Mapping, Brno and Bratislava. Progress Made in Geomorphological Mapping. Brno, 1967. p.219-230.

KUKAL, Z. - 1971 - Geology of Recent Sediments. Prague Academic Press. 490p.

- LEHMAN, J.P. - 1980 - Morfologia. In: Tratado de Geologia 3: Tectónica, Tectonofísica, Morfologia. Barcelona. Ed. Omega 642p.
- LEOPOLD, L.B. e MADDOCK, T. - 1953 - The hydraulic geometry of stream channels and some physiographic implications. U.S. Geological Survey Professional Paper. 252.
- LEOPOLD, L.B., WOLMAN, M.G. e MILLER, J.P. - 1964 - Fluvial Processes in Geomorphology. San Francisco, W.H. Freeman. 522 p.
- MABBUTT, J.A. e STEWART, G.A. - 1963 - The application of geomorphological in resources surveys in Australia and New Guinea. *Revue de Geomorphologie Dynamique*. 14 (7/8/9): 98-109 (mês).
- MELO, M.S. e PONÇANO, W. L. - 1983 - Gênese, distribuição e estratigrafia dos depósitos cenozóicos no Estado de São Paulo. São Paulo, DMGA. (IPT. Monografias, 9).
- MESCERJAKOV, J.P. - 1968 - Les concepts de morphostructure et de morphosculture: un nouvel instrument de l'analyse geomorphologique. *Annales de Geographie*. Paris, 22 (423)
- MOUSINHO, M.R. e BIGARELLA, J.J. - 1975 - Movimentos de massa no transporte dos detritos de meteorização de rocha. *Bol. Paran. Geogr.*, Curitiba, (16/17): 43-84.
- MORARIU, T.; GOTET, P.; NICULESCU, Gh; BADEA, L. - 1967 - La Cartographie Geomorphologique en Roumanie. In: *Proceedings of the meeting*

- of the IGU - Commission on Applied Geomorphology, Sub-Commission on Geomorphological Mapping, Brno and Bratislava. Progress Made in Geomorphological Mapping: Brno, 1967. p.118-166.
- MORISAWA, M. - 1985 - Rivers: Form and Process. London and New York. Longman. Ed. by K.M. Clayton. 222p.
- PENCK, W. - 1953 - Morphological Analysis of Land Forms: a Contribution to physical geology. London, Macmillan. 429 p.
- PENTEADO, M.M. - 1969 - Novas informações a respeito dos pavimentos detriticos. Not. Geomorfol., Campinas, 9 (17): 15-41.
- PENTEADO, M.M. - 1970 - Característica dos pedimentos nas regiões quentes e úmidas. Not. Geomorfol., Campinas, 10 (19): 1-16.
- PONÇANO, W.L. et alii - 1979 - O conceito de sistemas de relevo aplicado ao mapeamento geomorfológico do Estado de São Paulo. In: SIMPÓSIO REGIONAL DE GEOLOGIA, 2, Rio Claro, 1979. Anais... São Paulo, SBG. Núcleo de São Paulo. v.2, p.253-262.
- PONÇANO, W.L. et alii - 1981 - Mapa Geomorfológico do Estado de São Paulo; escala 1:500.000. São Paulo, DMGA. (IPT. Monografias, 5).
- PONÇANO, W.L., MELO, M.S., e CHRISTOFOLETTI, A. - 1989 - Relações entre deflúvios e variáveis morfométricas em bacias hidrográficas do Estado de São Paulo. Rev. Bras. de Geociências, São Paulo, 19 (2): 197-206.

REINECK, H.E. e SINGH, I.B. - 1975 - *Depositional Sedimentary Environments*. New York. Springer Swoy Edition.

SALOME, A.I. e DORSSER, V. - 1982 - Examples of 1:50.000 scale geomorphological maps of part the Ardennes. *Zeitschrift fur Geomorphologie*. Stuttgart, 26 (4): 481-489.

SAVAGIER, R.A.G. - 1960 - Slopes and hills in West Africa. *Contributions internationales a la Morphologie de Versants*. *Zeitschrift fur Geomorphologie*. p.156-171. Supplementband 1.

SAVAGIER, R.A.G. - 1965 - A technique of morphological mapping, *Annual Assoc. Am. Geogr.*, 53, 514-38.

SCHUMM, S.A. - 1963 - Sinuosity of Alluvial Rivers on the Great Plains. *Bull. of the Geological Society of America*. Vol 74:1089-1100.

SCHUMM, S.A. - 1973 - Geomorphic Thresholds and Complex Response of Drainage System. *Binghamton Publications in Geomorphology*, 229-310.

SCHUMM, S.A. - 1977 - *The Fluvial System*. New York. Wiley.

SCHUMM, S.A. - 1981 - Evolution and response of the fluvial system. sedimentological implications. *Society of Economic Paleontologists and Mineralogists*. Special Publication 31:19-29.

SCHUMM, S.A. e LICHTY, R.W. - 1965 - *Time, Space and Causality in*

Geomorphology, American Journal of Science. 263 (2): 110-119 (transcrita em Noticia Geomorfológica. Campinas, 13, (25): 43-62, 1973).

SPIRODONOV, A.I. - 1980 - Principios de la metodologia de las investigaciones de campo y el mapeo geomorfológico. Habana, Univ. de Havana, 657p.

TRICART, J. - 1965a - Principes et Methodes de la Geomorphologie. Paris, Masson. 496 p.

TRICART, J. - 1965b - Introduction a la Geomorphologie Climatic. Paris, SEDES. 306 p.

TRICART, J. - 1968 - Precis de Geomorphologie. Paris, SEDES. 322 p.

TRICART, J.; BOURDIECK, F.L. e OTTMANN, L. - 1963 - Presentation de Quelques Essais de Cartes Geomorphologiques Detaillees Arealises au Centre de Geographie appliquee (Strasbourg). Rev. de Geomorphologie Dynamique, Paris 14 (1/3):E 21 a 29.

TRICART, J. e CAILLEUX, A. - 1965 - Introduction a la Geomorphologie Climatique. Paris, Franca. SEDES.

TROEH, F.R. - 1965 - Landform equations fitted to contour maps. American Journal of Sciences, 263:616-627.

VAN ZUIDAM, R.A. - 1982 - Considerations on systematic medium scale geomorphological mapping. Zeitschrift fur Geomorphologie. Berlin-

Stuttgart 26 (4):473-480.

VERSTAPPEN, H. Th e VAN ZUIDAN R.A. - 1975 - ITC System of Geomorphological Survey. Enschede Textbook ITC. 49p.

YOUNG, A. - 1971 - Slope profile analyses: the system of the best units. In: Slopes: form and processes. S.L. Institut of British Geographers. p. 1-13. (Publicação especial n.3).



## **2a. PARTE**

### **UM EXEMPLO DE UTILIZAÇÃO DA ABORDAGEM SINTÉTICO-HISTÓRICA**

- A ÁREA DE ESTUDO E A ABORDAGEM SINTÉTICO-HISTÓRICA
- TRABALHOS REALIZADOS E SEUS ASPECTOS METODOLÓGICOS
- A COMPARTIMENTAÇÃO MORFOESTRUTURAL
- TIPOS DE RELEVO, SUAS PROPRIEDADES E SIGNIFICADOS
- O CLIMA
- A NEOTECTÔNICA
- CONSIDERAÇÕES FINAIS
- REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

... "A ciência Natural não se limita simplesmente a descrever e a explicar a natureza, ela constitui parte da interação entre a natureza e nós mesmos... O que observamos não é a natureza propriamente dita, mas a natureza exposta a nosso método de questionamento".

WERNER HEISENBERG, (in CAPRA, 1983)

## CAPÍTULO 4

### A ÁREA DE ESTUDO E A ABORDAGEM SINTÉTICO-HISTÓRICA

Embora o interesse inicial do estudo estivesse voltado para as escarpas serranas, adotou-se, posteriormente, uma área maior de análise, visto que a metodologia proposta, e aplicada, tem por objetivo implementar e subsidiar estudos regionais. Por outro lado é evidente que a Serra do Mar, que constitui um relevo de transição entre o planalto e o litoral, necessita do envolvimento de parte dos compartimentos geomorfológicos adjacentes para ser entendida, uma vez que os processos que aí ocorreram foram claramente marcados pelos processos evolutivos que sucederam na borda continental atlântica, durante os tempos cenozóicos. Desse modo, a pesquisa, principalmente a bibliográfica, partiu de uma área específica de interesse, a Serra do Mar, estendendo-se por toda a região, dado a necessidade do método e das características do problema investigado.

A área de estudo compreende um trecho da Folha Santos (1:250.000), localizada entre as longitudes  $45^{\circ} 00'$  e  $46^{\circ} 30'$  e tendo como limite, a norte, uma linha oblíqua entre as latitudes  $23^{\circ} 00'$  e  $23^{\circ} 45'$ , conforme apresentado na Figura 4.51.

A área de estudo abrange porções do Planalto Atlântico e da Província Costeira, definidas por ALMEIDA (1964) e descritas por PONÇANO et alii (1981).

Os relevos aí encontrados são suportados por rochas arqueanas do Complexo Costeiro, rochas do Proterozóico Superior dos complexos Embu e Pilar, rochas graníticas sintectônicas e pós-tectônicas, intrusivas mesozóicas e coberturas detriticas cenozóicas, con-

tinenciais e marinhas.

Reconhece-se na área tipos climáticos distintos:

- Na Baixada Costeira, o clima é tropical úmido sem estação seca (Af), apresentando temperaturas médias no mês mais frio (julho) superior a 18 C e no mês mais quente superior a 24 C. Os índices de pluviosidade no mês mais seco variam de 60 a 100 mm, atingindo índices de 250-300 mm no mês mais chuvoso (janeiro). O total de precipitação anual varia de 2000 a 3000 mm.

Na escarpa da Serra do Mar, o clima é do tipo Cfa, tropical quente sem estação seca. A temperatura média no mês mais frio é inferior a 18 C e no mês mais quente é superior a 22 C. A precipitação total anual varia de 3000 a 4500 mm. A precipitação no mês mais chuvoso (janeiro) é de 400 mm e no mês mais seco (julho) é de 100 mm. Os meses de dezembro, janeiro, fevereiro e março concentram a precipitação que atinge metade do total anual. A umidade relativa do ar é elevada, sendo de 90% na época da chuva e de 85% na estiagem.

- No Planalto, o clima é do tipo subtropical, com temperaturas no mês mais quente inferior a 22 C e no mês mais frio inferior a 18 C. Próximo à escarpa domina a variedade Cfb, passando para Cwb na porção mais interior, que se caracteriza por apresentar inverno seco. O mês mais chuvoso é janeiro, quando a precipitação varia de 250 a 275 mm, o mês mais seco, julho, quando a pluviosidade varia de 20 a 30mm. O total anual varia de 1300 a 1500 mm.

Além dessas características gerais do clima, é preciso ressaltar que na região serrana e costeira o relevo tem grande importância no condicionamento das precipitações. As escarpas serranas se opõem às correntes de ar marítimo, saturadas de umidade, ocasionando elevados índices de chuvas de caráter orográfico. Junta-se à ascen-

ção orográfica a ascensão dinâmica do ar, que ocorre quando da aproximação de frentes frias, que condiciona chuvas relativamente abundantes durante os meses de inverno.

A presença de frentes frias, além da interferência na circulação do ar, provoca alterações na dinâmica marinha, em consequência de variações na direção dos ventos, nas ondas, nas correntes e, secundariamente, nas amplitudes de maré.

A cobertura vegetal na área serrana é caracterizada pela floresta tropical latifoliada com predomínio da espécies arbóreas, juntamente com epifitas, lianas, arbustivas e herbáceas disseminadas. Na baixada costeira ocorrem associações específicas como jundus (psamofitas e halofitas) e com o mangue. No planalto, a vegetação natural foi em grande parte removida, predominando a ocorrência de pastagens que se associam a capões de mata, áreas agrícolas e matas galerias.

Em consequência das dimensões da área de estudo, adotou-se a abordagem Sintético-Histórica, tendo-se por objetivo:

- Fornecer um sumário e uma generalização dos fatos já conhecidos;
- Representar os tipos de relevo e suas partes em mapa geomorfológico sinóptico, elaborado por compilação de mapas preexistentes e com apoio de fotointerpretação, porém com pequena checagem de campo;
- Esclarecer a participação do substrato litoestrutural na compartimentação morfoestrutural;
- Contribuir para o conhecimento dos efeitos dos eventos climáticos na elaboração do relevo;

- Subsidiar o entendimento do curso dos movimentos neotectônicos, suas direções e deslocamentos diferenciais;
- Fornecer subsídios ao entendimento da ação dos fatores intervenientes na gênese do relevo;
- Orientar a investigação em detalhe de novos problemas.

Para se atingir tais objetivos, os estudos geomorfológicos desenvolvidos basearam-se no pressuposto que considera o relevo como sendo um Todo integrado, em que tanto influências cósmico-planetárias quanto terrestres podem ser reconhecidas.

O relevo, dentro dessa visão, resulta das interações que ocorreram de diferentes maneiras e com diferentes graus de intensidade, ao longo do tempo e do espaço, entre o substrato litoestrutural, o clima e os movimentos neotectônicos, que são os fatores terrestres intervenientes na gênese do relevo.

Assim, considera-se que nos estudos dos componentes do relevo - a rede de drenagem, as formas e os depósitos correlativos - e nas suas características - morfográficas, morfométricas, de constituição e distribuição - deve-se procurar as evidências das interações desses três fatores.

O clima, neste estudo, é visto em decorrência de suas variações ao longo dos tempos cenozóicos, que seriam responsáveis pelo desenvolvimento de domínios morfoclimáticos distintos. Neste sentido, adota-se como referência os trabalhos de BIGARELLA e ANDRADE (1965), e BIGARELLA e MOUSINHO (1965b), que consideram a formação de pediplanos (superfícies erosivas), pedimentos, e seus respectivos dissecamentos, como resultantes das oscilações climáticas entre o semi-árido e o úmido.

Contudo, a ação dos diferentes períodos morfogenéticos sofreram a interferência dos movimentos neotectônicos que ocorriam concomitantemente a sua ação sobre o substrato litoestrutural. Desse modo, a correlação entre níveis topográficos só é possível se os relevos forem considerados dentro dos diferentes compartimentos morfoestruturais, uma vez que os movimentos neotectônicos mostram caráter oscilatório, tanto em velocidade como em sentido (JAIN, 1980).

Neste estudo, o substrato litoestrutural é considerado em relação a sua resistência diferencial perante os processos erosivos-denudacionais, porém dentro da ótica de PENCK (1953) e MESERJAKOV (1968), que consideram que as formas e as estruturas só raramente se expressarão no relevo como resultado da heterogeneidade litológica, estando na verdade condicionadas a fenômenos neotectônicos da crosta.

A participação dos movimentos neotectônicos nos processos de interação e formação do relevo é entendida dentro da perspectiva dos autores soviéticos, que consideram não só sua atividade histórica como também sua importância nos estudos aplicados.

O conceito de neotectônica adotado foi o de JAIN (1980), que classifica os movimentos em: contemporâneos - ocorridos nos últimos 6000 anos, e novíssimos - que ocorreram do Oligoceno até o Quaternário; considerados como sendo os condicionadores essenciais do modelado do relevo.

As observações de JAIN (1980) sobre os movimentos neotectônicos, no que se refere ao seu caráter contínuo e descontínuo e às oscilações de velocidade e sentido, são fundamentais para o entendimento da morfogênese, na medida em que são estes movimentos diferenciais entre morfoestruturas vizinhas que controlam a ação do clima e

permitem que as dochas e as estruturas se manifestem nos tipos de relevo.

Com base nestes pressupostos, que fundamentam a abordagem tético-histórica, procura-se estabelecer as interações históricas que ocorreram na área por intermédio da análise dos tipos de relevo, das remanescentes das fases de aplainamento, dos depósitos correlacionados e da compartimentação morfoestrutural.



## **CAPÍTULO 5**

### **TRABALHOS REALIZADOS E SEUS ASPECTOS METODOLÓGICOS**

Para se atingir os objetivos da abordagem Sintético-Histórica, o estudo foi realizado em três etapas: trabalhos preliminares, trabalhos de campo e trabalhos finais. As atividades foram desenvolvidas conforme a listagem apresentada na Figura 5.52, baseada em DEMECK (1972).

#### **5.1. Trabalhos preliminares**

Essa etapa permitiu a elaboração de um sumário dos fatos já conhecidos - por intermédio da pesquisa bibliográfica, da análise de esboços, mapas e estudos geomorfológicos e geológicos disponíveis, e, do estabelecimento de hipóteses de trabalho a partir da interpretação de fotografias aéreas, imagens de satélite e radar e da análise geomorfológica de cartas topográficas que forneceram também os parâmetros morfométricos do relevo.

Para a execução dos estudos adotou-se escalas variadas, em virtude da disponibilidade dos dados. Os trabalhos de compilação, transferência de dados fotointerpretados e análise da topografia, foram feitos em escalas 1:50.000 e 1:100.000, enquanto que a sistematização, análise e cartografia final foram feitas na escala 1:250.000. No entanto, os dados aqui apresentados estão em escala 1:500.000 em decorrência dos custos finais de desenhos e gráficos.

ETAPAS DE TRABALHO	A T I V I D A D E S	
ELABORAÇÃO DO PROJETO	<ul style="list-style-type: none"> <li>- Definição da área de estudo</li> <li>- Definição do problema a ser estudado</li> <li>- Elaboração do sumário de estudos já desenvolvidos na área</li> <li>- Avaliação do grau de detalhe e confiabilidade dos mapas topográficos da área</li> <li>- Avaliação dos mapas temáticos existentes sobre a área, nas diversas escalas e suas possibilidades de utilização no estudo</li> <li>- Avaliação da importância, escalas, qualidades e tipos de fotografias aéreas e outros sensores remotos</li> <li>- Elaboração de inventário sobre dados de subsuperfície da área, tais como: dados geofísicos, sondagens, dados de minas, etc.</li> <li>- Planejamento dos trabalhos, levantamento das condições de transporte e acomodações para os trabalhos de campo, prazo do projeto</li> <li>- Orçamento do projeto (custos)</li> </ul>	
TRABALHOS PRELIMINARES	- Pesquisa bibliográfica: inventário dos fatos conhecidos e das questões a serem pesquisadas	
	- Elaboração de mapas de compilação de estudos geológicos e geomorfológicos de interesse ao projeto	
	ANÁLISE GEOMORFOLÓGICAS DE MAPAS TOPOGRÁFICOS	<ul style="list-style-type: none"> <li>- Visualização geral da área a ser mapeada</li> <li>- Avaliação das amplitudes de relevo absolutas e relativas</li> <li>- Avaliação dos padrões de drenagem da área – buscando-se relacioná-los com o embasamento</li> <li>- Avaliação das anomalias de drenagem, tipos de canais, assimetrias</li> <li>- Observação das formas de relevo, tipos de vale, largura das planícies aluvionares, assimetrias de relevo e feições destacadas</li> <li>- Avaliação da cobertura vegetal</li> <li>- Avaliação da rede viária e da ocupação urbana</li> </ul>
	INTERPRETAÇÃO DE FOTOGRAFIAS AÉREAS	<ul style="list-style-type: none"> <li>- Montagem das fotos através das foto-índices</li> <li>- Colocação dos overlay</li> <li>- Estabelecimento de legenda preliminar</li> <li>- Desenho de drenagem, dos interflúvios</li> <li>- Desenho das feições erosivas e deposicionais</li> <li>- Caracterização do perfil das vertentes</li> <li>- Determinação dos locais de investigação no campo e amostragem</li> <li>- Lançamento dos dados na base topográfica</li> </ul>
ANÁLISE MORFOMÉTRICA E MORFOGRÁFICA	Avaliação das amplitudes de relevo - buscando-se definir a amplitude relativa dos diferentes relevos da área, que são dados importantes para a caracterização de processos geomorfológicos	
	Inclinação das vertentes - Caracterizadas por graus ou gradiente 1, em 10 ou 1:1000 e ainda por porcentagem. Esses valores podem ser obtidos através de abacos, perfis topográficos e cálculos trigonométricos: $\text{tang } x = H/e$ - diferença de altitude entre dois pontos na mesma linha na vertente (H); distância entre eles na horizontal (e)	
	Densidade de drenagem e profundidade dos valos	
TRABALHOS DE CAMPO	- Compreende o levantamento de campo através de caminhos (perfis) e observações sistemáticas ao longo da rede viária existente, nas drenagens e ao longo de picadas quando necessárias, coleta de amostras para análises laboratoriais	
TRABALHOS FINAIS	- Compreende a análise e sistematização dos dados obtidos, elaboração de gráficos, tabelas, mapa geomorfológico e do relatório final	

**Figura 5.52 - Procedimentos básicos para a execução de mapeamentos geomorfológicos. Embasado em DEMECK (1972).**

### 5.1.1. Pesquisa bibliográfica

A pesquisa bibliográfica teve por finalidade a elaboração de um inventário dos fatos já conhecidos e das questões a serem pesquisadas.

A pesquisa bibliográfica e cartográfica efetuada permitiu reconhecer dois padrões de trabalho. Os trabalhos do período correspondente às décadas de 30 a 60 e os trabalhos desenvolvidos nos últimos 30 anos.

É importante destacar que um dos marcos para a mudança no padrão dos trabalhos foi o Congresso da UGI de 1956, no Rio de Janeiro, quando os pesquisadores estrangeiros, principalmente os franceses, introduziram os princípios da teoria glacio-eustática de variação do nível marinho e das variações climáticas a ela associada, como conceitos fundamentais para o entendimento da evolução do relevo.

Nos trabalhos desenvolvidos até meados da década de 60 destacam-se aqueles elaborados por MORAES REGO (1932), FREITAS (1944, 1951a e 1951b), MARTONNE (1950), ALMEIDA (1951, 1953, 1958 e 1964) AB'SABER (1954, 1962 e 1965) e BIGARELLA, MARQUES e AB'SABER (1961).

Esses trabalhos, de modo geral, fornecem uma análise integrada da evolução da Serra do Mar, da Baixada Litorânea e do Planalto Atlântico, enquanto que aqueles realizados nos últimos 30 anos tratam de temas mais específicos, que se desenvolvem basicamente ao longo de três eixos: geotécnico e dinâmica superficial, geologia e geomorfologia.

Os estudos de cunho geotécnico e de dinâmica superficial têm-se voltado para o entendimento da dinâmica das vertentes, prin-

principalmente ao que se refere a sua estabilidade, visto as dificuldades que muitas vezes apresentam para a implantação e manutenção de obras de engenharia, tais como: expansão de núcleos urbanos, rodovias, ferrovias, oleodutos e redes de alta tensão. Estes trabalhos não são aqui analisados, uma vez que não constituem objeto de estudo dentro da abordagem utilizada.

Os estudos geológicos têm englobado a análise da cobertura sedimentar litorânea, da compartimentação litosteóstrutural e da evolução tectono-magmática da plataforma e da margem continental.

Na caracterização do substrato rochoso e da compartimentação estrutural, são de interesse os trabalhos de : COUTINHO (1971), HASUI (1973), SADOWSKI (1974), RIDEG (1974), FULFARO, SUGUIO e PONÇANO (1974), SUGUIO e MARTIN (1976), HASUI e SADOWSKI (1976), ALMEIDA (1976), HASUI et alii (1977), MELO e PIRES NETO (1979), ASMUS (1981), ALMEIDA et alii (1981) e RICCOMINI (1989).

Para o estudo dos depósitos detriticos da planície costeira utilizou-se como referência os trabalhos de SUGUIO e PETRI (1973), MARTIN e SUGUIO (1976), KOSMANN et alii (1977), MARTIN, SUGUIO e FLEXOR (1979) e SUGUIO e MARTIN (1985).

Dentre os trabalhos geomorfológicos desenvolvidos na área dois grupos foram caracterizados. O primeiro, refere-se às diversas propostas de divisão geomorfológica regional, em que são importantes os trabalhos de MORAES REGO (1932), DEFFUNAINES (1935), MUMBEIG (1949), AB'SABER (1956), AB'SABER e BERNARDES (1958), ALMEIDA (1964), PONÇANO et alii (1981) e RADAMBRASIL (1983). O segundo, refere-se aos estudos geomorfológicos de semidetalle, considerando-se principalmente aqueles que apresentam como resultado esboços e cartas geomorfológicas, além da descrição das formas e processos erosivos e

deposicionais. Neste contexto, foram consultados os trabalhos de ALMEIDA (1953), MODENESI (1969) PAIVA FILHO e PONÇANO (1972), RELATÓRIO IPT n.º 6685 (1972), CRUZ (1974), RELATÓRIO IPT n.º 7661 (1974), PIRES NETO et alii (1978 e 1979) RELATÓRIOS IPT n.º 15714 (1981a) n.º 18480 (1983), n.º 23394 (1986), BACCARU (1982), CARVALHU (1984) e DOMINGUES (1983).

A partir dos inúmeros títulos levantados a pesquisa bibliográfica foi orientada no sentido de se inventariar o nível de conhecimento existente quanto aos seguintes aspectos:

- compartimentação da topografia regional e os tipos de relevo;
- a influência do substrato litoestrutural;
- a atuação da neotectônica;
- a ação do clima; e
- as etapas e/ou eventos morfogenéticos reconhecidos na área.

### **5.1.2. Mapas de compilação Geomorfológico e Geológico**

Adotou-se como mapa geomorfológico compilado os mapas preliminares efetuados em escala 1:250.000, pelo IPT (1981). Estes esboços foram complementados pelos estudos, sendo que as unidades pouco diferem daquelas apresentadas no Mapa Geomorfológico do Estado em escala 1:500.000 (IPT, 1981) parcialmente mostrado no Mapa 1.

Os estudos de maior detalhe compilados não interferiram no conteúdo dos mapas 1:250.000, na medida em que somente poucas informações eram compatíveis e possíveis de serem cartografadas. Contudo, forneceram informações importantes no que se refere aos diferentes

níveis do relevo e sua articulação regional.

Os vários estudos geológicos existentes sobre a área foram preliminarmente compilados em escala 1:100.000, sendo utilizados para análise de detalhe dos condicionantes litoestruturais do relevo. Para a análise regional foi utilizado o Mapa Geológico da Folha Santos, Barra de Santos e Ilha Grande na escala 1:250.000 (IPT, 1981), sendo os resultados finais apresentados com base no Mapa Geológico do Estado de São Paulo em escala 1:500 000 (BRISTRICHI et alii 1981), cujo trecho de interesse consta do Mapa 2.

### **5.1.3. Interpretação de fotografias aéreas**

A interpretação de fotografias aéreas foi feita com base na utilização do conceito de tipo de relevo explicativo na primeira parte deste trabalho, sendo utilizadas fotografias aéreas em escala 1:60.000, correspondente ao levantamento da USAF, 1966.

Os limites dos tipos de relevo identificados foram lançados em bases topográficas em escala 1:50.000. Posteriormente, essas bases foram reduzidas para escala 1:100.000 e 1:250.000 compondo um mapa preliminar que pode ser comparado com imagens de satélite e de radar.

Com base na conceituação e nos parâmetros adotados, realizou-se o reconhecimento de quatro tipos básicos de relevos erosivos denudacionais e vinte e uma variedades, de dois tipos de relevos de transição e de relevos de agradaciação, que são apresentados no capítulo 7.

#### **5.1.4. Análise morfométrica e morfográfica**

A partir da identificação dos diferentes tipos de relevo e sua delimitação nas cartas topográficas 1:50.000, executou-se uma avaliação detalhada da morfologia das formas, expressa nas cartas topográficas, e das suas características morfométricas tais como: dimensão, altitude, amplitude relativa e inclinação das vertentes.

A amplitude relativa das diferentes formas de relevo foi estimada com base na diferença entre o valor da cota no interflúvio e o valor da cota do vale adjacente. Essas medidas, além de permitir a caracterização dos tipos de relevo, possibilitou estimar a sua energia, e, ao mesmo tempo, inferir a intensidade dos processos morfogenéticos atuais.

A inclinação das vertentes foi caracterizada em porcentagem, obtidas por intermédio da relação entre a amplitude local e o comprimento da vertente, estes dados são apresentados no capítulo 7.

#### **5.1.5. Análise geomorfológica de mapas topográficos**

Os tópicos analisados dentro desta atividade tiveram por objetivo fornecer subsídios para a análise morfoestrutural do relevo, sendo que os dados obtidos são apresentados no capítulo 6.

Foi realizada a avaliação dos padrões de drenagem e suas anomalias, das assimetrias de relevo, das feições destacadas e das amplitudes de relevo absolutas e relativas, visto que os autores soviéticos consideram que a profundidade de entalhe erosivo dos vales fluviais, ou seja, a sua profundidade de encaixamento, reflete a am-

plitude sumária das elevações transcorridas desde a época de formação da rede fluvial.

Essas análises fazem parte do que os autores soviéticos denominam estudos morfométricos do relevo, cujo objetivo é fornecer elementos à compreensão da evolução morfoestrutural da região.

As primeiras tentativas de elaboração deste método deve-se a SOBOLEV (in JAIN, 1980). Cabe, entretanto, a FILOSOFOV (1960, in JAIN, 1980) a proposição e elaboração de uma série de estudos morfométricos aplicados à prospecção de traps para gás e petróleo. Dentre os mapas elaborados e descritos por JAIN (1980) tem-se:

- Mapa de Superfície de Base - é formado por curvas de isoaltitudes obtidas pelo cruzamento das linhas topográficas com o talvegue dos rios de 2, 3, 4 ordem etc:

- Mapas de Superfície de Topo - são mapas análogos aos anteriores, porém elaborados com base nas cotas dos interflúvios; e

- Mapas de relevos residuais ou de altitudes relativas.

A utilização dos métodos morfométricos é condicionada ao contexto geológico da área de estudo, de modo que os mapas elaborados por FILOSOFOV (1960, in JAIN, 1980) são recomendados para áreas planas de plataformas, porém com relevo bem marcado, sendo inútil em regiões de acumulação tectônica recente e em regiões montanhosas, onde o relevo se confunde com o condicionamento litoestrutural.

Neste sentido, foi preciso recorrer ao trabalho de ARISTARJOVA (1965 in DEMECK, 1972) que propõe o método denominado mapas de morfoisoipsas e tecto-morfoisoipsas, que foi o método utilizado neste trabalho, visto a sua maior possibilidade de aplicação diante dos problemas enfrentados na área de estudo.

O termo morfoisoipsas foi proposto por SPIRIDONOV (1959, in



DEMECK, 1976), e significa a generalização do contorno que esboça as formas maiores de relevo; o prefixo tecto foi utilizado para enfatizar a origem tectônica das maiores formas de relevo.

Estes mapas são elaborados para distinguir as formas maiores do relevo, pela generalização do seu contorno cartográfico, em que feições de pequeno tamanho são automaticamente eliminadas. O esboço de morfoisoipsas é feito em mapas topográficos a partir da eliminação das formas pós-tectônicas, sejam erosivas ou deposicionais, reconstruindo a superfície pré-neotectônica, então inalterada pelos processos exogenéticos.

Onde a denudação foi predominante durante os tempos mais recentes, a generalização busca compensar o material removido, de modo que a morfoisoipsa faz a conexão tangenciando as curvas convexas do contorno topográfico dos divisores d'água, cruzando os vales recentes. No caso de formas deposicionais, como os cones de dejeção, a curva morfoisoipsa deve truncar a linha topográfica restaurando a morfologia inicial.

Para a execução desse método, além das cartas topográficas, é necessário um exame preliminar do relevo regional e de sua relação com a Geologia, além do uso de fotografias aéreas.

Os mapas de morfoisoipsas não consideram as formas secundárias, de origem exogenética, revelando morfoestruturas de várias ordens de grandeza expressadas no relevo e ativas nos tempos recentes, cuja ocorrência e comportamento condicionam e controlam os processos erosivos e deposicionais.

Esses mapas, apesar de expressarem com relativa precisão a presença de blocos tectônicos e seus comportamentos relativos são considerados auxiliares, devendo ser analisados em conjunto com ou-

tros materiais disponíveis e necessários à abordagem Sintético-Histórica.

O mapa de morfoisoipsas elaborado para a área de estudo foi feito com base na generalização das curvas topográficas do mapa em escala 1:250.000. Os resultados desta análise foram integrados à compartimentação estrutural da área permitindo assim a delimitação das principais morfoestruturas regionais, conforme é mostrado no Mapa 3, em escala 1:500.000 e apresentado no capítulo 6.

## **5.2. Trabalhos de Campo**

Dentro do tipo de abordagem proposta, em que se tem por objetivo a execução de um mapa sinóptico, os trabalhos de campo foram bastante reduzidos, compreendendo basicamente de as informações obtidas em trabalhos anteriores, em diferentes escalas, nos quais o autor participou como membro das equipes do IPT, UNESP e THEMAG, e de dados obtidos em secções ao longo das principais estradas da área de estudo.

## **5.3. Trabalhos Finais**

Nesta etapa, foram analisadas e sistematizadas as informações obtidas nas diferentes etapas do trabalho. Desse modo, os resultados finais apresentam dados da bibliografia que são considerados relevantes para este estudo, e dados produzidos durante esta pesquisa, que são apresentados na forma de mapas, texto e figuras.

## CAPÍTULO 6

### A COMPARTIMENTAÇÃO MORFOESTRUTURAL

Para o estabelecimento da compartimentação morfoestrutural da área de estudo é necessário uma análise de dois aspectos. O primeiro refere-se às propostas de compartimentação da topografia regional, e, o segundo, à influência do substrato litoestrutural no relevo.

A relação entre esses dois aspectos, desde os trabalhos pioneiros da década de 30, vem sendo reconhecida nas diversas propostas de divisão do relevo paulista. No entanto, a parcialidade notada em cada uma dessas divisões é reflexo dos conhecimentos geológicos e geomorfológicos da época em que foram elaboradas, e portanto devem ser complementadas, à medida que novos conhecimentos são produzidos.

Assim, com base nos pressupostos adotados neste estudo, procura-se reconhecer os condicionantes litoestruturais dos compartimentos topográficos, com intuito de esclarecer seu caráter morfoestrutural, cujo comportamento reflete a interação entre o substrato rochoso, o clima e os movimentos neotectônicos, tanto em seu aspecto histórico como dinâmico.

#### 6.1. Os Compartimentos Morfológicos

Propostas de divisões geomorfológicas do Estado foram basicamente apresentadas por MORAES REGO (1932), DEFFONTAINES (1935), MONBEIG (1949), AB'SABER (1956), ALMEIDA (1964), PONÇANO et alii

(1981) e RADAMBRASIL (1983).

Trabalhos como os de MARTONNE (1950), FREITAS (1944 e 1951), FÚLFARO, SUGUIO e PONÇANO (1974), HASUI et alii (1977), ALMEIDA (1976) e MARTIN e SUGUIO (1976), são importantes para a compreensão e para o estabelecimento da compartimentação, e também por fornecer detalhes sobre ela.

A primeira subdivisão geomorfológica da região deve-se a MORAES REGO (1932), que em seu Esboço dos Principais Aspectos Geomorfológicos do Estado de São Paulo reconheceu, na área de estudo, quatro compartimentos, que são representados sem limites definidos. As unidades reconhecidas foram: Planura Litorânea, Serra do Mar e suas ramificações, Terras Altas de São Paulo, Divisor Piête-Paraíba e Vale do Paraíba, conforme é apresentado na Figura 6.53.

Enquanto a compartimentação proposta por MORAES REGO (1932) é estritamente baseada em aspectos do relevo e nas suas idéias sobre a evolução cenozóica da região, trabalho de DEFFONTAINES (1935) apresenta por sua vez uma compartimentação fundamentada na descrição dos fatores morfológicos naturais e nos fatores decorrentes da história econômica, o que concede à compartimentação proposta um caráter mais geográfico, como foi salientado pelo próprio DEFFONTAINES e por ALMEIDA (1964).

A divisão proposta por DEFFONTAINES (1935) carece de mapa esquemático e também de uma limitação precisa dos compartimentos por ele descritos, de modo que o reconhecimento de algumas de suas unidades dentro da área de estudo torna-se aproximado. Neste sentido, pode-se reconhecer na área os seguintes compartimentos: O Litoral e a Zona Cristalina e Dobrada.

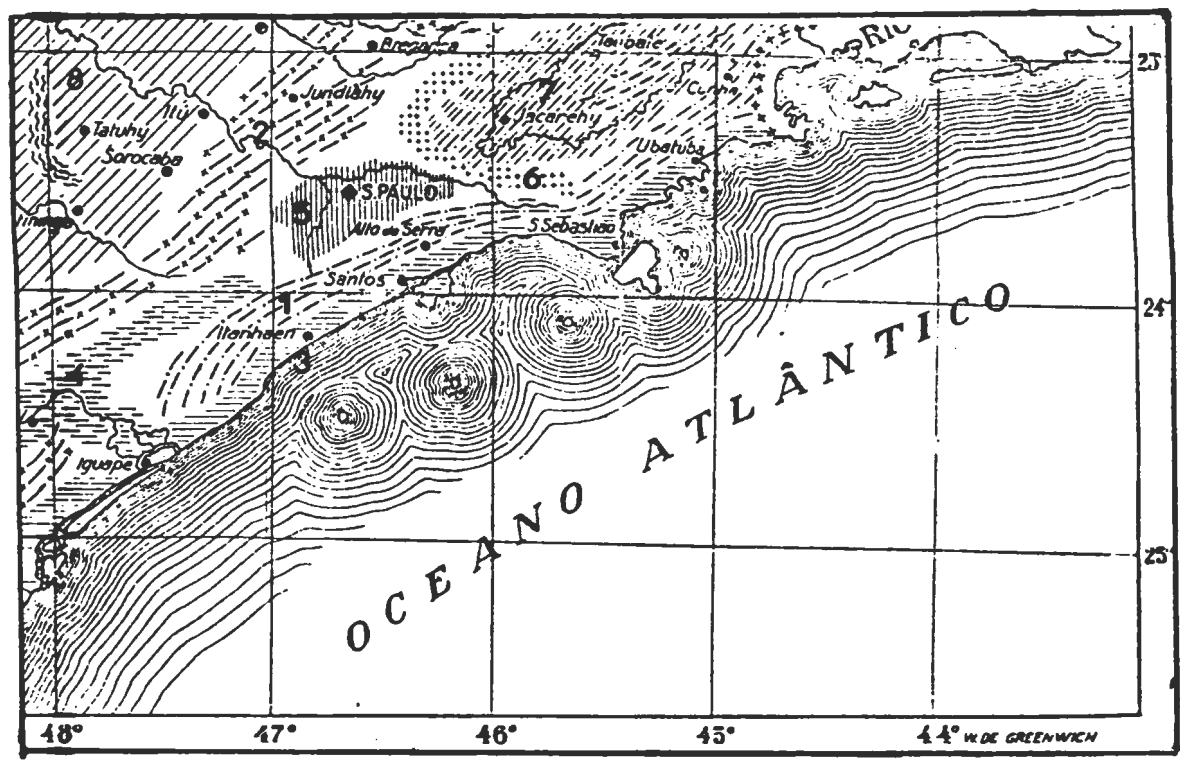


Figura 5.53 - Divisão morfológica regional. Segundo MORAES REGO (1932). Serra do Mar e suas ramificações (1); Serra de Paranapiacaba e suas ramificações (2); Planura Litorânea (3); Vale do Rio Ribeira de Iguape (4); Terras Altas de São Paulo (5); Divisor Tiête Paraíba (6); Vale do Paraíba (7); Topografia da parte Superior do Sistema Santa Catarina (8).

No Litoral reconheceu duas regiões: a Costa de Leste, que se estende de Santos ao Rio de Janeiro; e Costa de Oeste, de Santos ao Estado do Paraná.

Na Zona Cristalina e Dobrada as subdivisões reconhecidas por DEFFONTAINES (1935) e que estão contidas na área de estudo são: O Alto da Serra, entre São Paulo e Santos; o Alto da Serra de Leste e o Alto da Serra de Oeste.

Na caracterização dos compartimentos, DEFFONTAINES (1935) fornece uma descrição morfológica mais detalhada do relevo, comparativamente a MORAES REGO (1932), assim como também admite a possibilidade de participação da tectônica na morfogênese do Vale do Paraíba, considerando porém insuficiente os dados para a definição a favor da hipótese tectônica ou criptogênica.

MARTONNE (1950) e FREITAS (1944) são os percusores da idéia de participação da neotectônica no condicionamento da compartimentação geomorfológica da região, embora não apresentem esboço ou mapa indicativo da distribuição das falhas.

MONBEIG (1949) apresenta a proposta de Divisão Regional do Estado de São Paulo, formulada pelo núcleo paulista da Associação de Geógrafos Brasileiros. Tal proposta incorpora, em parte, os compartimentos de relevo apresentados anteriormente por MORAES REGO (1932) e DEFFONTAINES (1935), avançando ainda na proposição da denominação de Planalto Atlântico para a região das terras altas paulistas, suportadas em sua quase totalidades por rochas cristalinas, exetutando-se as bacias de São Paulo e Taubaté.

Cabe ainda, como mérito a este trabalho, a fixação dos conceitos do que se entende por: região, sub-regiões e zonas. A saber:

. região - corresponde à vastas unidades fisiográficas;

- . sub-regiões - consiste em subdivisões dos primeiros, considerando essencialmente a paisagem geográfica;

- . zonas - foram delimitadas sobretudo tendo-se em vista os fatos e as relações econômicas.

Como considera MONBEIG (1949), nas discussões por ele apresentadas, os limites dos compartimentos propostos ficaram presos aos limites municipais, o que em parte prejudicou a definição precisa de compartimentos geográficos.

Deve-se ressaltar ainda que a proposta de divisão regional apresentada expressa uma evolução, delimitando mais precisamente os compartimentos sem, contudo, acrescentar detalhes no conhecimento geológico e geomorfológico da época, os quais, em parte, devem ter sido incorporados à proposta, em virtude do caráter multidisciplinar dos elementos que participaram da sua elaboração, como ela bem reflete.

No mapa de MONBEIG (1949), representado na Figura 6.54, pode-se distinguir, na área de estudo, os seguintes compartimentos:

- . Região do Planalto Atlântico - que compreende basicamente a Sub-região Serrana, sendo que a área de estudo corresponde à Zona do Alto Paraíba e São Paulo.

- . Região Litoral - onde três sub-regiões foram diferenciadas; correspondendo a área de estudo: o Litoral de Santos e o Litoral de São Sebastião.

AB'SABER (1956) utilizando a compartimentação proposta por MONBEIG (1949) apresenta um esquema morfológico para o Estado.

Os relevos reconhecidos por AB'SABER (1956) e caracterizados em seu esquema, muitas vezes transcende aos limites das sub-regiões e zonas definidas na compartimentação de MONBEIG (1949), o que tor-

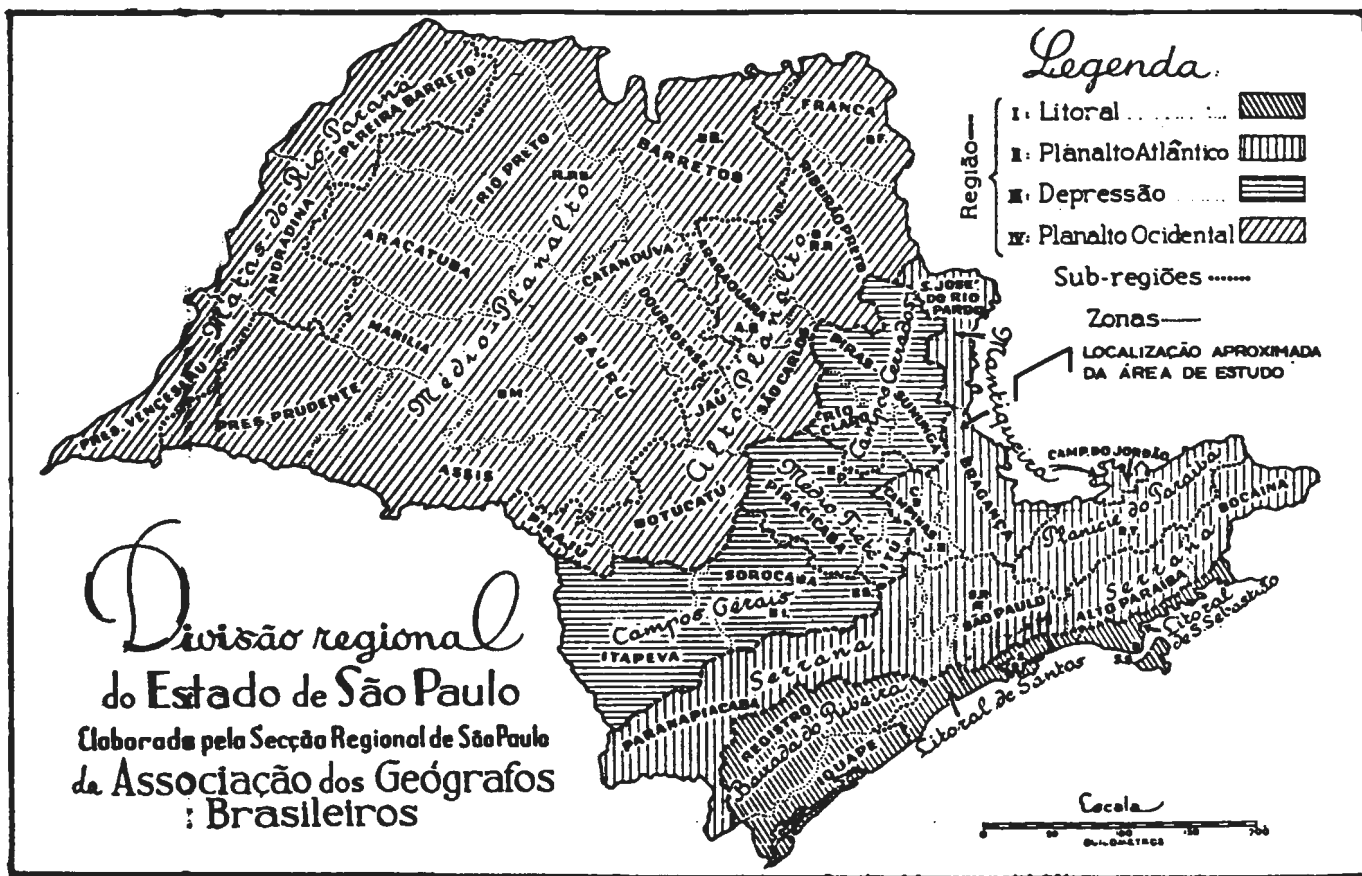


Figura 6.54 - Divisão morfológica regional. Segundo HORNBEIG (1949).



na, de certo modo, difícil a comparação entre os dois esquemas apresentados, visto que AB'SABER (1956) não se preocupou em discutir as compartimentações anteriores e relacioná-las com os relevos por ele descritos.

Contudo, nesse trabalho AB'SABER (1956) amplia a caracterização e a descrição morfológica do relevo, assim como incorpora a essas descrições novos elementos para a explicação da morfogênese do relevo paulista.

Dentre esses elementos caracteriza os diferentes níveis de superfícies erosivas, assim também fala explicitamente na participação da tectônica no condicionamento da morfogênese cenozóica.

Baseando-se no esquema morfológico de AB'SABER (1956), representado na Figura 6.55, pode-se reconhecer na área os seguintes relevos:

- . Regiões Serranas Elevadas no planalto, com divisores principais pertencentes a superfície das Cristas Médias;
- . Escarpas de Falhas da Serra do Mar;
- . Áreas Cristalinas de topografia mamelonar;
- . Planícies fluviais, flúvio-marinhas e marinhas.

AB'SABER e BERNARDES (1958), em trabalho sobre a região de São Paulo e Vale do Paraíba, apresentam na Figura 6.56 um zoneamento morfológico bastante avançado em relação a muitas das propostas anteriores, os autores utilizam limites fisiográficos para a delimitação das unidades reconhecidas, bem como fornecem uma descrição detalhada dos relevos procurando analisar também os fatores genéticos.

Na comparação desta compartimentação com a de MONBEIG (1949), dentro da área de estudo, nota-se que os compartimentos foram redefinidos e subdivididos, sem que porém os autores rediscutis-

ESQUÊMA MORFOLÓGICO  
DO  
ESTADO DE SÃO PAULO  
AZIZ NACIB AB'SABER  
— 1953 —

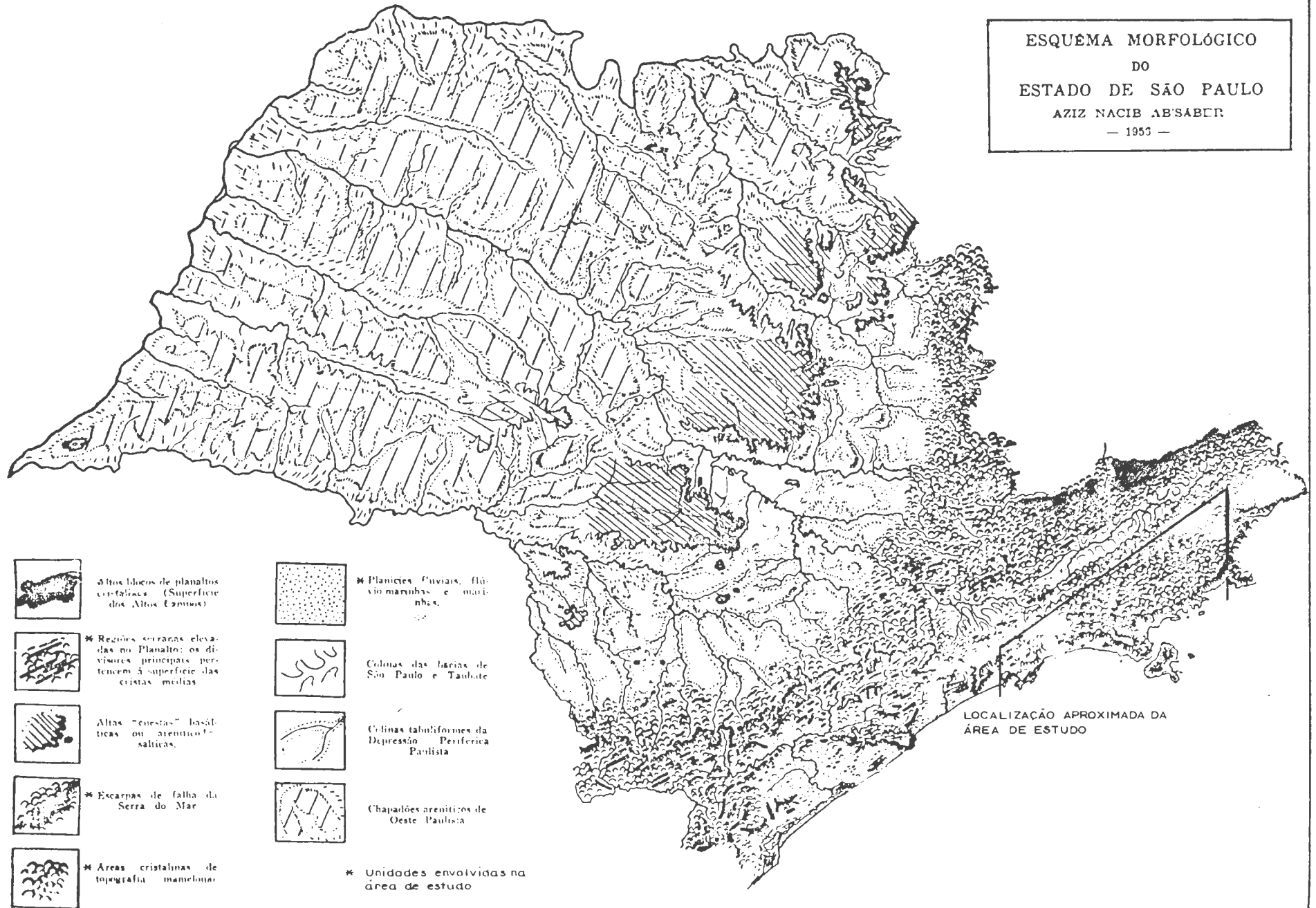


Figura 6.55 - Divisão morfológica regional. Segundo AB'SABER (1956).

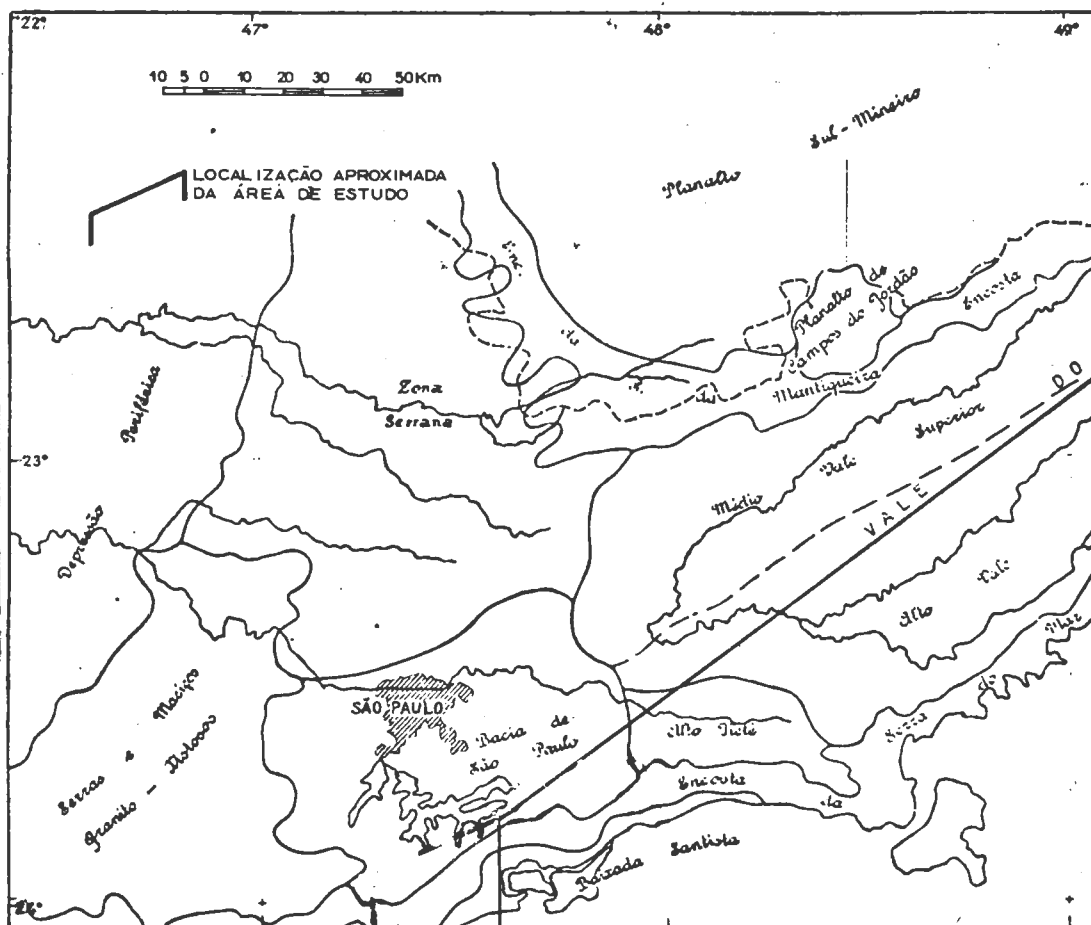


Figura 6.56 - Divisão morfológica regional. Segundo AB'SABER e BERNARDES (1958).

sem a proposta anterior. Torna-se necessário, portanto, comentar algumas dessas mudanças.

A sub-região Serrana, que compreendia a Zona de São Paulo e a Zona de Paranapiacaba, passou a ser denominada por AB'SABER e BERNADES (1958), respectivamente, de Bacia de São Paulo, e Serras e Maciços Granito-Xistoso.

A região Litoral, onde se distinguia a sub-região Litoral de Santos, passou a ser caracterizada pelas zonas Encosta da Serra do Mar e Baixada Santista, sobre as quais AB'SABER e BERNADES (1958, p.240,252) fazem uma discussão dos problemas morfológicos existentes, realçando a dificuldade de entrosamento das observações geomorfológicas sobre as altas escarpas terminais do Planalto com os baixos níveis de erosão e o festonamento das escarpas de falhas iniciais; a existência de níveis baixos escalonados nas ilhas e nas zonas que precedem a escarpa, e, finalmente, as presumíveis interferências dos movimentos eustáticos e a história persistente de abrasão e construção marinha, no Pleistoceno e no Holoceno.

Neste sentido, dão ênfase aos níveis de escalonamento observados a 220-300m, 50-60m, 20-30m, 5-7m, 2-4m, comparando-os com os mesmos observados por RUELLAN (1944) na região da Bacia de Guanabara.

ALMEIDA (1964) redividiu o relevo paulista, considerando para isso três categorias distintas de unidades geomorfológicas: as províncias geomorfológicas, as zonas e as subzonas.

Para este autor, as províncias geomorfológicas correspondem às grandes divisões geológicas do Estado. As zonas constituem subdivisões das províncias, caracterizadas por feições locais de relevo, tais como: altitude, amplitude, orientação das formas, extensão de

superfícies de erosão antigas, processos de erosão e sedimentação etc. As subzonas seriam divisões menores, delimitadas em virtude das diversidades estruturais ou morfológicas.

Para estabelecer o limite dessas unidades, ALMEIDA (1964) procurou fazer coincidir os limites com feições topográficas facilmente reconhecíveis, como: divisores de água, rios, faldas ou cristas de serras, o que segundo ele, algumas vezes, esta forma de delimitação afastou por alguns quilômetros o limite da divisão morfológica ideal.

Mesmo considerando essas limitações, a Divisão Geomorfológica proposta foi bastante precisa, uma vez que teve como base cartas topográficas em escala 1:250 000.

Levando-se em conta os compartimentos propostos por ALMEIDA (1964), que estão representados na Figura 6.57, é possível reconhecer na área as seguintes unidades:

.Na Província Planalto Atlântico tem-se as zonas Planalto Paulistano, Planalto do Paraitinga e parte do Médio Vale do Paraíba;

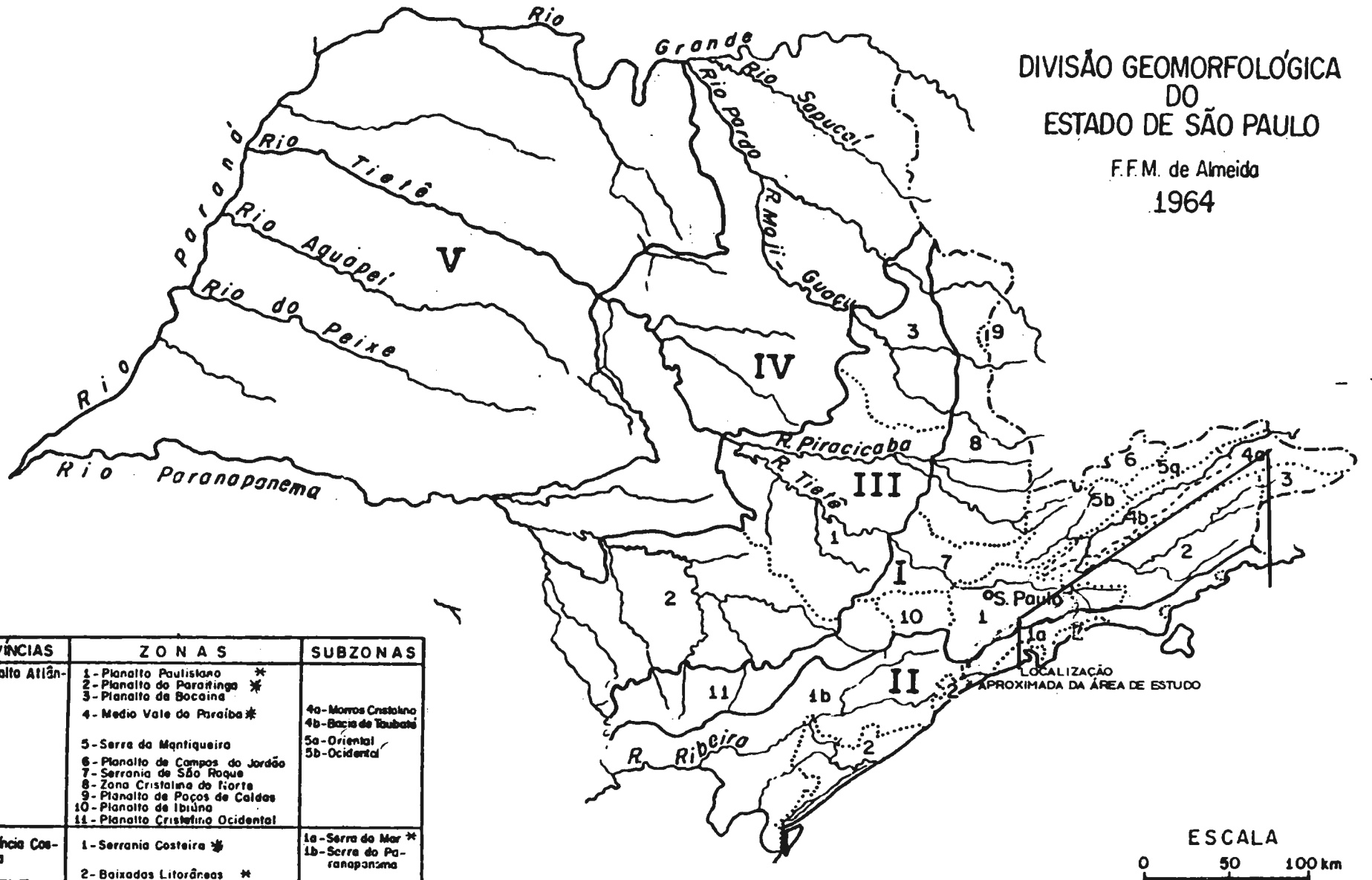
.Na Província Costeira tem-se as zonas Serrania Costeira, correspondendo à área de estudo à subzona Serra do Mar e Baixadas Litorâneas.

Para ALMEIDA (1964) "o relevo das áreas cristalinas do planalto acha-se condicionado à natureza local de suas rochas, à existência das superfícies de erosão Japi e do Alto Tietê, e aos efeitos do modelamento no clima tropical úmido da região".

Comparando-se a divisão morfológica de ALMEIDA com as anteriores, nota-se um rigor maior na limitação das unidades, bem como também uma maior fundamentação nos elementos do relevo, o que efetivamente consubstancia um avanço no conhecimento do relevo da área e

DIVISÃO GEOMORFOLÓGICA  
DO  
ESTADO DE SÃO PAULO

F.F.M. de Almeida  
1964



PROVÍNCIAS	ZONAS	SUBZONAS
I-Planalto Atlântico	1-Planalto Paulistano * 2-Planalto do Paraíba * 3-Planalto da Bocaina * 4-Médio Vale do Paraíba * 5-Serra da Mantiqueira 6-Planalto de Campos do Jordão 7-Serra de São Roque 8-Zona Cristalina do Norte 9-Planalto de Poços de Caldas 10-Planalto de Ibiúna 11-Planalto Cristalina Ocidental	4a-Morros Cristalinos 4b-Bacia de Taubaté 5a-Oriental 5b-Occidental
II-Província Costeira	1-Serra Costeira * 2-Boixadas Litorâneas *	1a-Serra do Mar * 1b-Serra do Paranapanema
III-Depressão Periférica	1-Zona do Médio Tietê 2-Zona do Paranapanema 3-Zona do Mogi Guaçu	
IV-Cuestas Basálticas		
V-Planalto Ocidental		

\* Divisões e subdivisões envolvidas na área de estudo

ESCALA  
0 50 100 km

Figura 6.57 - Divisão morfológica regional. Segundo ALMEIDA (1964).

do Estado como um todo.

Embora não tenham caráter iminente geomorfológico, os trabalhos de FÚLFARO, SUGUIO e PONÇANO (1974), MARTINI e SUGUIO (1976) e HASUI et alii (1977) são importantes para a compreensão da compartimentação morfológica da área, em estudo e de seus condicionantes.

FÚLFARO, SUGUIO e PONÇANO (1974) ao analisarem as planícies costeiras do litoral paulista, do mesmo modo que MONBEIG (1949), distinguem, por suas características morfológicas e de sedimentação, três compartimentos: Caraguatatuba, Iguape-Cananéia e Santos-Itanhaém-Peruibe.

No compartimento Caraguatatuba, à exceção da planície de Caraguatatuba que apresenta uma área com cerca de 70 km<sup>2</sup>, predominam pequenas enseadas e praias de bolso, que caracterizam uma costa em submersão.

O compartimento Iguape-Cananéia mostra as maiores planícies costeiras paulistas, formadas predominantemente por cordões litorâneos progradantes, que modelam uma costa retilínea de sedimentos com granulometria homogênea, refletindo o retrabalhamento de detritos mais antigos pertencentes à Formação Cananéia, caracterizando uma costa em emersão.

O compartimento Santos-Itanhaém-Peruibe apresenta grande variedade de feições morfológicas, encontrando-se: praias extensas, zonas de dunas, mangues e estuários, representando uma costa em emersão e em franco processo de progradação.

As características de submersão observadas no compartimento Caraguatatuba seriam contraditórias em relação às características regionais do litoral, que revelam um caráter de soerguimento gene-

realizado, desde o fim do Cretáceo.

Para explicar essa diferenciação os autores apontam duas linhas estruturais oblíquas à linha de costa, apresentadas na Figura 6.58, que seriam responsáveis por esse comportamento tectônico diferencial dos diversos compartimentos litorâneos.

Os autores consideram, dessa forma, que o caráter ascensional na linha de costa é generalizado, porém com diferenças de intensidade em cada setor. Assim, o compartimento Iguape-Cananéia é o que apresenta emersão mais acentuada, enquanto que o compartimento Caraguatatuba apresentaria menor intensidade. Essa ascensão diferenciada, segundo os autores, explicaria a característica de submersão encontrada no litoral norte, e que portanto implicaria, também, numa maior ou menor distância das Escarpas da Serra em relação ao litoral.

MARTIN e SUGUIDO (1976), consideram que esta diferenciação da linha de costa pode estar condicionada a mecanismos de flexura continental, definidos por SUGUIDO e MARTIN (1975), sem que seja necessário a utilização de sistemas de falhas perpendiculares à costa para explicar tais diferenças. Nesse trabalho, os autores associam a cada compartimento reconhecido no litoral paulista um sistema de sedimentação costeira, caracterizando no trecho estudado as planícies tipo: Santos, Bertioga, Juquei e Boicucanga.

HASUI et alii (1977) ao analisarem o Planalto Atlântico, na região do Vale do Paraíba, mostram o controle morfoestrutural existente nas zonas geomorfológicas definidas por Almeida (1964). Para estes autores, essas zonas estão condicionadas por blocos tectônicos delimitados por grandes falhas, transcorrentes de direção geral nordeste, reativadas durante o Mesozóico e Cenozóico, enquanto que a



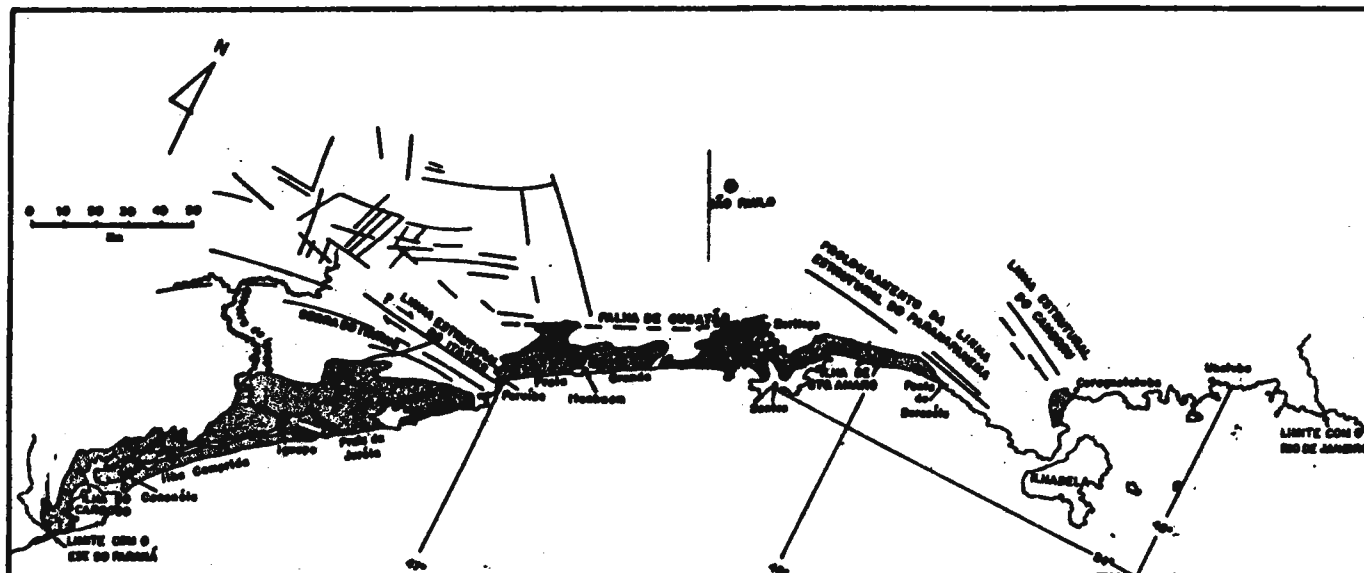


Figura 6.58 - Controle estrutural da distribuição das planícies costeiras paulistas. Segundo FULFARO, SUGUIO E PONÇANO (1964).

diversidade de relevos observada na região estaria controlada pelas características litoestruturais desses blocos. Figura 6.59.

Embora este estudo seja localizado, ele demonstra o forte controle estrutural regional que condicionou a evolução do planalto e das escarpas serranas adjacentes.

PONÇANO et alii (1981) baseando no trabalho de ALMEIDA (1964) e no conceito de Sistemas de Relevu, elaboraram o Mapa Geomorfológico do Estado de São Paulo na escala de 1:1.000.000.

Como foi reconhecido por PONÇANO et alii (1981), não realizou-se alterações significativas nos limites das Províncias Geomorfológicas definidas por ALMEIDA (1964); entretanto, estabeleceu-se uma parcial redefinição e uma delimitação mais precisa dos limites anteriormente propostos. Contudo, ao que se refere às subdivisões menores do relevo, esse trabalho significou um grande avanço, uma vez que, pelo reconhecimento de diferentes sistemas de relevo, pôde detalhar melhor os diversos relevos do Estado quanto a morfologia e a extensão dessas feições nas diferentes zonas e subzonas, de maneira que os limites dessas unidades passaram a ser definidos por critérios geomorfológicos e não mais por limites geográficos aproximados.

Nesse trabalho reconhece-se, na área de estudo, as seguintes unidades de relevo:

.Na Província Planalto Atlântico, tem-se as zonas Planalto Paulistano, Planalto de Juqueriquerê, Planalto de Paraitinga e Médio Vale do Paraíba;

.Na Província Costeira a subdivisão compreende a zona Serraria Costeira e localizadamente a subzona Serra do Mar, e a zona Baixadas Litorâneas.

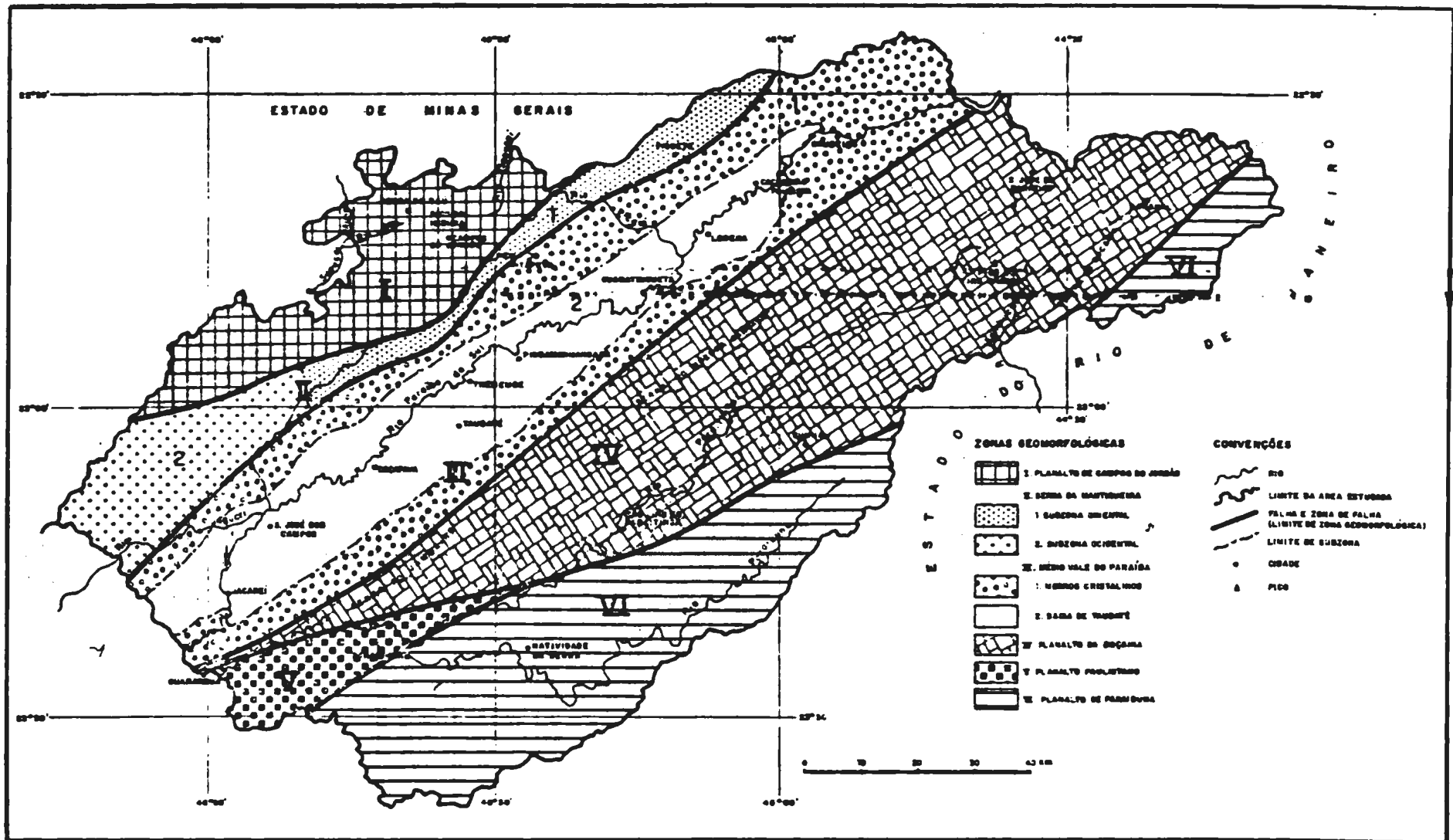


Figura 6.59 - Condicionantes estruturais das zonas geomorfológicas definidas por ALMEIDA (1964). Segundo NASUI et alii (1977).

<b>PLANALTO ATLÂNTICO</b>	<b>Planalto Paulistano</b>	Colinas pequenas com espigões locais Morros baixos Morrotes alongados paralelos Morrotes alongados e espigões Morros paralelos Morros com serras restritas
	<b>Planalto de Juqueriquerê</b>	Morrotes baixos Morros paralelos Serras alongadas Montanhas com vales profundos
	<b>Planalto de Paraitinga</b>	Colinas pequenas com espigões locais Morrotes baixos Mar de morros Morros paralelos Morros com serras restritas Serras alongadas
	<b>Médio Vale do Paraíba</b>	Planícies aluviais Tabuleiros Colinas pequenas com espigões locais Morrotes alongados paralelos Mar de morros
<b>PROVÍNCIA COSTEIRA</b>	<b>Serrania Costeira</b>	Escarpas festonadas Escarpas com espigões digitados
	<b>Baixada Litorânea</b>	Planícies costeiras Terraços marinhos Mangues Morros isolados

**Figura 6.60 - Províncias, Zonas e Sistemas de Relevo Reconhecidos na Área de Estudo. Segundo PONÇANO et alii (1981).**

Assim, conforme é relacionado na Figura 6.60 e mostrado no Mapa 1, foram reconhecidos diferentes sistemas de relevo na área.

O trabalho do RADAMBRASIL (1983), adota uma compartimentação do relevo em três níveis. O mais amplo correspondente ao Domínio Morfoestrutural, que é subdividido em Regiões e estas em Unidades Geomorfológicas, que corresponde a relevos onde são semelhantes as formas, as formações supreficiais, os padrões de drenagem e a morfogênese. Os compartimentos reconhecidos na área de estudo são apresentados na Figura 6.61.

Domínio	Região	Unidade Geomorfológica
Morfoestrutural		
Faixa de Dobramento Remobilizados	Escarpas e reversos da Serra do Mar	Planalto Paulista Planalto de Paraíbauna Paraitinga
Depósito Sedimentares	Planícies Costeiras	Planícies Litorâneas

Figura 6.61 - Compartimentação morfológica regional. Segundo RADAMBRASIL (1983).

É preciso considerar que o trabalho do RADAMBRASIL (1983) devido ao cunho regional que apresenta, pouco acrescenta aos conhecimentos geomorfológicos a respeito da área, visto o grande número

de estudos e mapeamentos de maior detalhe, existentes sobre a área em questão.

Com base nos trabalhos analisados constata-se que a compartimentação mais eficaz existente para a área de estudo é a apresentada por PONÇANO et alii (1981), embora deva-se considerar os seguintes fatos:

.O autor não indica, nem faz referência, a diferenciação existente na região costeira, já reconhecida desde o trabalho de DEFFONTAINE (1935);

.O uso de subdivisões do tipo: zona e subzonas, dá ao mapa um caráter fisiográfico, visto que estas unidades não têm significado genético.

.A cartografia não faz referência aos remanescentes das diferentes fases de aplainamento que ocorreram na região;

.O mapa geomorfológico do Estado, do mesmo modo que todos os demais mapas, não considera a participação das estruturas tectônicas no controle da compartimentação geomorfológica da área, de modo que nem os compartimentos nem os sistemas de relevo indicam estes condicionantes da morfogênese regional.

#### 6.2.0 Substrato Litoestrutural

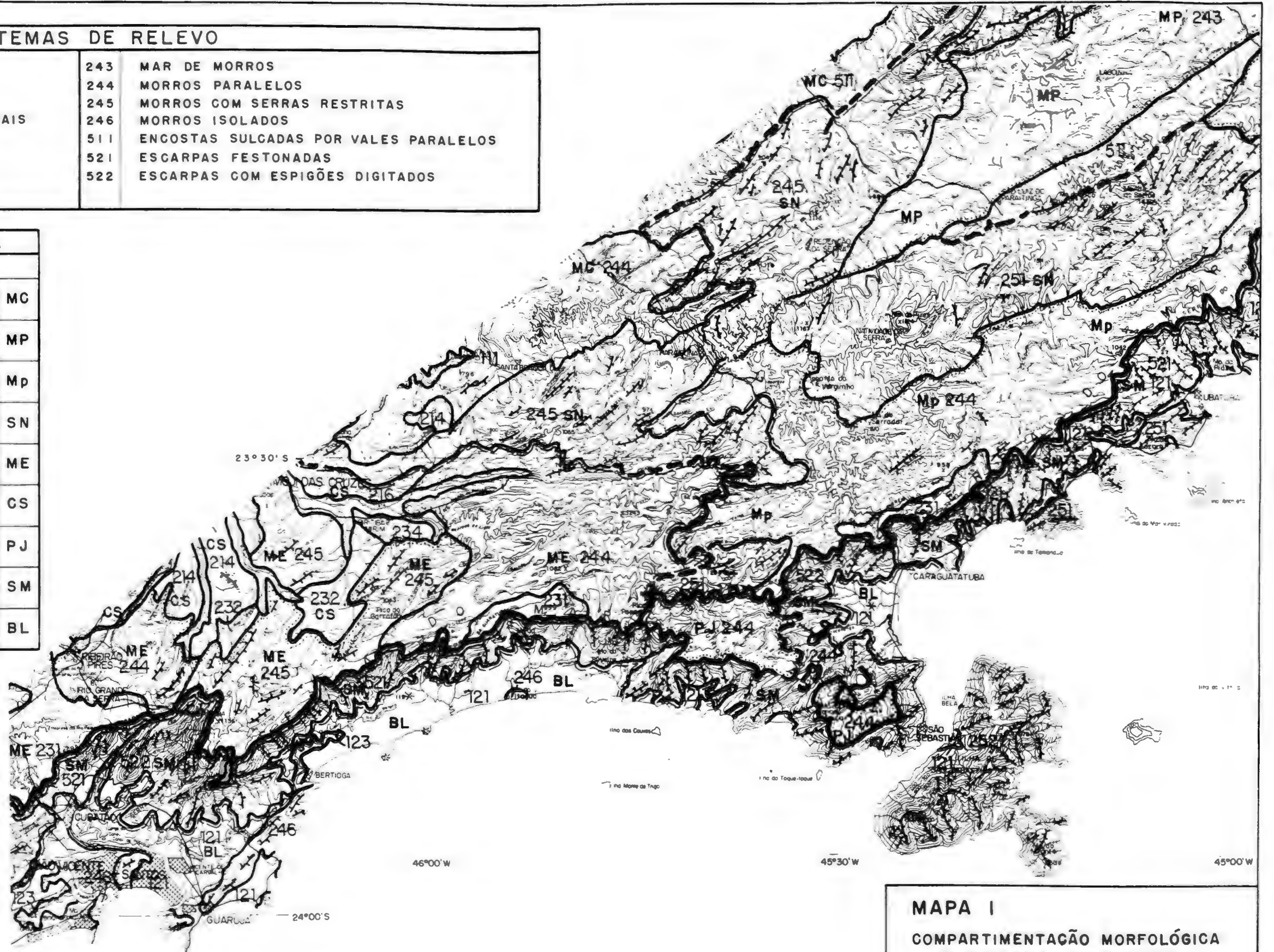
A influência do substrato litoestrutural como um fator interveniente na gênese do relevo foi enfaticamente considerado por MORAES REGO (1932), que atribuiu a formação da Serra do Mar a diferença de resistência das rochas foliadas e dos granitos porfiróides, ante os processos erosivos, considerando os últimos mais resistentes.

SISTEMAS DE RELEVO

111	PLANÍCIES ALUVIAIS	243	MAR DE MORROS
121	PLANÍCIES COSTEIRAS	244	MORROS PARALELOS
123	MANGUES	245	MORROS COM SERRAS RESTRITAS
214	COLINAS PEQUENAS COM ESPIGÕES LOCAIS	246	MORROS ISOLADOS
216	COLINAS PEQUENAS ISOLADAS	511	ENCOSTAS SULCADAS POR VALES PARALELOS
231	MORROTES BAIXOS	521	ESCARPAS FESTONADAS
232	MORROTES ALONGADOS PARALELOS	522	ESCARPAS COM ESPIGÕES DIGITADOS
234	MORROTES ALONGADOS E ESPIGÕES		

COMPARTIMENTAÇÃO MORFOLÓGICA

ZONAS	SUB ZONAS	
MÉDIO VALE DO PARAÍBA	MORROS CRISTALINOS	MC
PLANALTO DE PARAITINGA	MORRARIA DO PARAITINGA	MP
	MORRARIA DO PARAIBUNA	Mp
	SERRARIA DE NATIVIDADE E QUEBRA CANGALHA	SN
PLANALTO PAULISTANO	MORRARIA DO EMBU	ME
	COLINAS DE SÃO PAULO	CS
PLANALTO DE JUQUERQUERÊ		PJ
SERRANIA COSTEIRA	SERRA DO MAR	SM
BAIXADA LITORÂNEA		BL



ESCALA 1:500 000



DOCUMENTAÇÃO BÁSICA

MAPA GEOMORFOLÓGICO PRELIMINAR DO ESTADO DE SÃO PAULO. PROVINCIAS, ZONAS, SUBZONAS E SISTEMAS. ESCALA 1:500000 - SETOR LESTE. DESENHO 05 RELATÓRIO Nº12868 IPT (1979).

MAPA I  
COMPARTIMENTAÇÃO MORFOLÓGICA  
E SISTEMAS DE RELEVO

tes, e, portanto capazes de suportar os relevos mais proeminentes.

A resistência diferencial dos tipos petrográficos, ante os processos erosivos, foi também apontada por ALMEIDA (1953, 1958 e 1964), que muito enfatizou a importância das rochas no relevo, desprezando em várias situações a participação das estruturas.

As considerações pioneiras sobre a participação de falhamentos no condicionamento do relevo da área foram feitas por MARTONNE (1950), FREITAS (1944, 1951 a e b) e AB'SABER (1954), embora nesta época fossem poucas as informações sobre a natureza e distribuição das principais estruturas tectônicas e também sobre a constituição do substrato rochoso. Tais informações surgem efetivamente na literatura a partir da década de 70.

Com base nos inúmeros estudos e no mapeamento geológico do Estado de São Paulo em escala 1:500 000, pode-se reconhecer na área de estudo várias unidades litoestratigráficas cujas variedades petrográficas estão caracterizadas na Figura 6.62. O Mapa 2 apresenta a distribuição das rochas e das estruturas tectônicas.

Para se compreender o comportamento diferencial das rochas ante os processos de alteração e erosivos-denudacionais é importante resgatar dos estudos geológicos informações sobre a constituição mineralógica e textural dos tipos petrográficos, sumariados na Figura 6.63, e conhecer a distribuição e orientação das discontinuidades do maciço rochoso, representadas pelas zonas de falha, pela xistosidade e pelos sistemas de juntas, que representam zonas preferenciais de percolação de água e portanto de alteração, e são também importantes condicionadores dos processos de queda de blocos e escorregamentos.

A área é seccionada por várias falhas transcorrentes de grande extensão, com deslocamentos subhorizontais. Associam-se fai-



as cataclásticas com termos litológicos, variando de protomilonitos a ultramilonitos. A foliação nessas rochas é bem desenvolvida, predominando atitudes subverticais.

Unidade	Tipo Petrográfico	Idade
Coberturas Detriticas	sedimentos aluvionares (Da) sedimentos marinhos e mistos (Dm) areias finas marinhas da Fm Cananéia (Dc) argilitos, siltitos, arenitos, arenitos argilosos e níveis de cascalho, Fm São Paulo (TQs)	Quaternário Terciário
Intrusivas alcalinas básicas, ultrabásicas	Intrusões alcalinas do Litoral Norte: nefelina sionito, pulaskito, teralitos (Kx3a) Diques e sills de diabásio, olivina diabásio, dioritos porfirios, lamprofirios e traquitos (JKsg)	Cretáceo Jurássico
Suites graníticas pós-tectônicas	granitos e granodioritos, isótipos de granulação fina e grossa, Fácies Itu (Co i)	Eo-cambriano
Complexo Pilar	Quartzo-mica xistos, biotita-quartzo xistos, muscovita-quartzo xistos, clorita xistos e subordinadamente filitos, quartzitos e calcossilicáticas (PSPX)	Protozoico
Complexo Embú	Filitos, quartzo filitos e metassiltitos (PSPF) Migmatitos heterogêneos como predomínio de estrutura estromatítica, paleossoma xistoso e/ou gnaissico e subordinadamente estruturas oftalmíticas (PSEM)	Superior
Complexo Costeiro	Migmatitos homogêneos de estruturas variadas predomina a estromatítica e oftalmítica, paleossoma gnaissico é predominante (AcM) Piroxenio granulitos, granulito quartzo feldspático, charnoquitos que podem estar localmente granitizados (AcH) Metragrabos, metadioritos, quartzodioritos gnaissicos e ortoanfíbolitos (AcB)	Arqueano

Figura 6.62 Unidades litoestratigráficas e tipos petrográficos que ocorrem na área de estudo, segundo ALMEIDA (1981).

Jksg	- Diques básicos de granulação fina à média, constituídos por augita, andesina, olivina, hornblenda, biotita, clorita e opacos.
COpi	- Suites graníticas pós-tectônicas. Rochas de granulação fina, textura fanerítica, coloração rósea, constituídos essencialmente por quartzo, plagioclásio e microclineo, secundariamente tem-se biotita e muscovita. São acessórios: zircão, apatita, opacos, clorita carbonatos e raramente allanita.
PSpC	- Suites graníticas sintectônicas. Rochas de granulação fina e média, textura porfiróide e foliada, constituída por quartzo, plagioclásio e microclineo. Acessórios mais comuns são a biotita, muscovita, apatita, zircão e epidoto. O termo granito-gnaissico é o mais comum.
PSPX	- Xistos do Complexo Pilar. Rochas de coloração preta brilhante, sendo cinza esverdeada quando alterada. Granulação fina à média. São constituídas por quartzo e muscovita. O quartzo é fino e achatado, disposto em faixas milimétricas relativamente contínuas. É comum a ocorrência de porfiroblastos de muscovita. São acessórios: a biotita, feldspatos e cloritas.

Figura 6.63 - Características texturais e composição dos principais tipos petrográficos que ocorrem na área de estudo.

PSPF	<p>Filitos do Complexo Pilar. Rochas de granulação fina constituídas por quartzo e sericita. A xistosidade é bem desenvolvida.</p>
PSeM	<p>Migmatitos do Complexo Embu. Migmatitos heterogêneos com predomínio de paleossoma xistoso. Xistosidade bem desenvolvida. O paleossoma xistoso é constituído por quartzo, muscovita e biotita que são os minerais essenciais, sendo que apatita, opacos, plagioclásio, hornblenda, zircão, sillimanita e granada são comuns. O neossoma tem granulação variada de fina à pegmatítica, formando bolsões de espessuras milimétricas até 1,0m. Tem constituição granítica composta por quartzo, microclíneo, plagioclásio e biotita.</p> <p>Nos migmatitos de paleossoma gnaissico a mineralogia é semelhante, aparecendo apenas maiores quantidades de plagioclásio e microclíneo.</p> <p>Os termos ofalmiticos incluem na composição quartzo-microclíneo e plagioclásio como minerais essenciais, tendo como acessório a biotita, a muscovita, a granada, a apatita, o zircão e a titanita.</p>
AcB	<p>Metabásicas do Complexo Costeiro. São rochas de textura granonematoblástica constituídas por andesina, hornblenda, biotita, hiperstênio, sendo o quartzo, opacos, zircão e a apatita os acessórios.</p>

Figura 6.63 - Continuação.

AcM	<p>Migmatitos homogêneos do Complexo Costeiro. São rochas de granulação média, cor cinza clara e escura. São compostas essencialmente de plagioclásio e quartzo-microclineo. Secundariamente ocorrem muscovita e biotita, sendo acessórios: granada e opacos.</p> <p>Os termos ofthalmíticos são constituídos por plagioclásio tipo andesina e oligoclásio levemente sericitizado com megacristais de microclineo poiquiloblástico euédricos e centimétricos. Acessórios comuns são: o zircão, a apatita opacos e a titanita.</p> <p>Os termos estromatíticos têm paleossoma constituído essencialmente por quartzo e biotita, tendo como acessórios a hornblenda, titanita, apatita, opacos e muscovita. O neossoma é constituído por microclineo pertítico, quartzo, oligoclásio e andesina.</p>
AcH	<p>Rochas granulíticas do Complexo Costeiro. Os charnoquitos têm textura granoblástica a granolepdoblástica. São constituídas por microclineo micropertítico, quartzo, oligoclásio, hiperstênio e hornblenda; e traços de biotita, muscovita, zircão e apatita.</p> <p>Os charnoquitos granitizados apresentam maior quantidade de biotita à medida que diminui o hiperstênio e a hornblenda.</p> <p>Os leptinitos são constituídos por microclineo pertítico, quartzo, oligoclásio, granada e traços de biotita, muscovita e clorita.</p>

Figura 6.63 - Continuação.

Os falhamentos Cubatão e Taxaquara, de direção NE-SW, são de grande importância, tanto por sua magnitude como por limitar a distribuição das unidades litoestratigráficas. Assim, a sul do falhamento de Cubatão-Taxaquara tem-se o predomínio de rochas do Complexo Costeiro, que se associam a suites granitoides do Proterozóico Superior e a granitos pós-tectônicos do Eo-Cambriano. A norte, o predomínio é de rochas migmatíticas do complexo Embu e Pilar do Sul, com ocorrência subordinada de suites granitoides sintectônicas e pós-tectônicas.

Além dessas grandes zonas de falhamentos transcorrentes reconhece-se ainda falhas menores, também de direção NE-SW, dentre as quais se destacam: Alto da Fartura, Santa Rita, Natividade, Bairro Alto, Camburu (ALMEIDA et alii, 1981) também denominada Bertioga-Caraguatatuba (CHIODDI FILHO et alii, 1983), Jurubatuba-Freires e Ribeirão do Ouro.

Essas falhas se expressam por lineamentos muito bem marcados no relevo, constituindo zonas de fraqueza crustal possivelmente instalada desde, pelo menos, o Pré-Cambriano Médio, sendo reativadas no Eo-cambriano e durante a Reativação Wealdeniana, também denominada reativação Sul-Americana, de idade Meso-cenozóica.

A atividade mesozóica nessas falhas associa-se à manifestações de magmatismo básico e alcalino na forma de diques e sills.

A atividade cenozóica dessas estruturas está associada à formação das bacias tafrogênicas de São Paulo, Taubaté, Rezende e Volta Redonda, à morfogênese das serras do Mar e Mantiqueira e à ocorrência de sismos.

A atividade tectônica no Peleogeno caracterizou-se por movimentação normal ao longo das antigas discontinuidades, corresponden-

UNIDADES	TIPOS PETROGRÁFICOS	IDADE
Coberturas Detríticas	Sedimentos eólicas (Qa)	QUATERNÁRIO
	Sedimentos marinhos e mistos (Qm)	
Intrusivos alcalinos básicos, ultra básicos	Argilitos, siltitos, arenitos, arenitos argilosos e níveis de cascalho, Fm. São Paulo (TQs)	TERCIÁRIO
	Intrusões alcalinas do Litoral Norte: nefelina sienito, pulaskito, teralitos (Kα3a)	CRETÁCIO JURÁSSICO
Diques e sills de diabásio, olivino diabásio, dioritos porfíros, lamprófiros e traquitos (JKsg)		
Suítas graníticas pós-tectônicas	granitos e granodioritos, isótipos de granulção fina e grossa, fácies Itá (CO <sub>pi</sub> )	Eo-Cambriano
Suítas graníticas sintectônicas	granitos e granodioritos foliados de granulção fina a média, textura porfirítica por vezes associada-se termos migmatíticos (PSyc)	
Complexo Pilar	Quartzo-mica xistos, biotita-quartzo xistos, muscovita-quartzo xistos, clorita xistos e subordinadamente filitos, quartzitos e calcossilicáticas (PSPx)	PROTEROZOICO SUPERIOR
Complexo Embu	Filitos, quartzo filitos e metassiltitos (PSPf)	
	Migmatitos heterogêneos com predomínio de estrutura estromatítica, paleossoma xistoso e/ou gnaissico e subordinadamente estruturas ortomáticas (PSeM)	
Complexo Cesteiro	Migmatitos homogêneos de estruturas variadas predomina a estromatítica e ortomática, paleossoma gnaissico e predominante (AcM)	ARQUEANO
	Piraxeno granulitos, granulito quartzo feldspático, chernozitos que podem estar localmente granitizados (AcH)	
	Metagrabos, metadioritos, quartzodioritos gnaissicos e ortoanfíbolitos (AcB)	

**CONVENÇÕES**

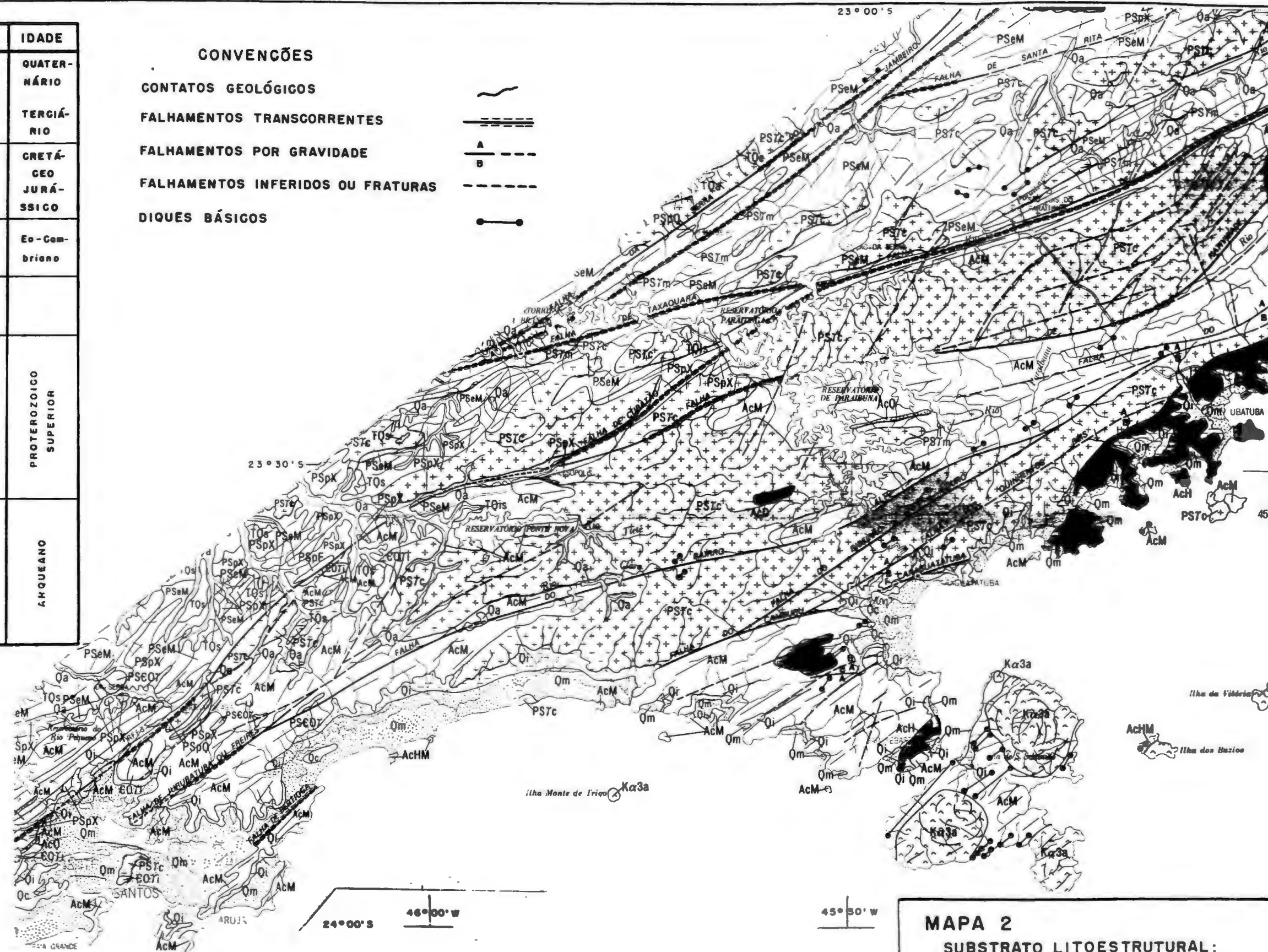
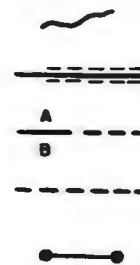
CONTATOS GEOLÓGICOS

FALHAMENTOS TRANSCORRENTES

FALHAMENTOS POR GRAVIDADE

FALHAMENTOS INFERIDOS OU FRATURAS

DIQUES BÁSICOS



ESCALA 1:500 000



DOCUMENTAÇÃO BÁSICA

MAPA GEOLÓGICO DO ESTADO DE SÃO PAULO.  
ESCALA 1:500 000 (BISTRICHI ET ALII, 1981).

**MAPA 2**  
SUBSTRATO LITOESTRUTURAL:  
TIPOS DE ROCHAS  
E COMPARTIMENTAÇÃO TECTÔNICA

do ao que RICCOMINI (1989) denominou Fase de Extensão Inicial, que foi seguida por movimentos de Transcorrência Sinistral, responsáveis pela gênese de falhas ortogonais aos eixos da bacia, que por sua vez foram responsáveis pela gênese de falhas de direção NNW, que geraram inúmeras soleiras.

A análise dos sistemas de juntas, observados na área de estudo, foi feita com base em estudos, locais, de diversos autores: PAIVA FILHO e PONÇANO (1972), SADOWSKI (1974), IPT (1976, 1981, 1983, 1986), CARNEIRO et alii (1979), HASUI et alii (1978) MELO E PIRES NETO (1977), CHIODI FILHO et alii (1983), FERREIRA (1988) E RICCOMINI (1989).

Embora a análise efetuada pelos diversos autores mostrem valores muito dispersivos, pode-se considerar, grosso modo, a presença de quatro sistemas subverticais nas direções N-E, NNW, ENE, e WNW, os quais, no entanto, não têm distribuição uniforme nem mesmo numa mesma litologia, sendo o seu significado de caráter local.

As direções preferenciais de fraturamento associam-se as direções NE, que é paralela a xistosidade, e NNW, sendo que ambas se refletem tanto nos afloramentos como nos lineamentos fotogeológicos e nas feições do relevo.

A xistosidade compreendida como sendo a orientação planar dos minerais placóides, prismáticos e de agregados de grãos, ou as foliações plano-axiais, ou a clivagem de fluxo, ou ainda a clivagem ardosiana, apresenta, na área, predomínio de direções variáveis entre N50E e N80E, com mergulhos ora para sul ora para norte, mas sempre subverticais.

Nos termos granitóides, apesar da xistosidade ser pouco evidente, observa-se também orientação no quadrante NE. Variações lo-

cais nos padrões regionais de foliação são observadas em vários pontos.

Embora seja possível observar uma relação entre o macro e o meso fraturamento, cabe ressaltar que, de modo geral, os estudos estatísticos de direção de sistemas de fraturas nem sempre refletem estas relações, sendo este fenômeno indicativo da necessidade de complementariedade entre os níveis de análise estrutural, e, portanto devem ser utilizados em conformidade com o nível de abordagem geomorfológica adotada.

Assim, dentro da abordagem Sintético-Histórica deve ser enfatizado os estudos estatísticos de lineamentos fotogeológicos e de drenagem, enquanto que os estudos Analítico-Dinâmicos devem ser embasados na análise estatística do fraturamento medido nos afloramentos rochosos.

A participação dos sistemas de juntas no controle da rede hidrográfica é um fato assinalado por diversos estudos do relevo paulista. As direções mais evidentes são: ENE, paralela à xistosidade regional e a que controla os principais rios da região; e NNW, que condiciona a maior parte dos afluentes, e também inúmeras confluências.

A evolução do conhecimento e na caracterização do substrato litoestrutural da área não foi acompanhada por uma análise geomorfológica sistemática, de sorte que hoje é necessário um aprofundamento da pesquisa referente ao entendimento do papel do substrato litoestrutural como fator interveniente na gênese do relevo, tendo-se como base a definição da compartimentação tectônica regional, o reconhecimento das unidades litoestratigráficas e de sua constituição mineralógica, e, a distribuição das discontinuidades do maciço rochoso.



### 6.3 - As Morfoestruturas

O relevo da área, desde a década de 30, tem sido considerado, como resultante da movimentação diferencial de blocos tectônicos, formados por antigas falhas reativadas em tempos cenozóicos, e da erosão diferencial das rochas. Embora a idéia de movimentação de blocos tectônicos estivesse implícita na concepção de muitos autores que estudaram o relevo da área, não reconheceram os blocos tectônicos para explicitar a movimentação relativa entre eles.

Assim, cabe ressaltar que muitos dos blocos morfoestruturais identificados neste estudo coincidem com compartimentos já reconhecidos na bibliografia, principalmente pelos trabalhos de HASUI et alii (1977) e PONÇANO et alii (1981)

Embora HASUI et alii (1979) tenha reconhecido a compartimentação em blocos como um fator condicionante do relevo, desconsiderou o papel do modelado morfoclimático, que é um fator decisivo para a compreensão da morfogênese regional.

Por sua vez, o trabalho de PONÇANO et alii (1981) mesmo que tenha identificado e delimitado várias destas morfoestruturas, devido a perspectiva de estudo adotada, que foi estritamente descritiva, consideraram-na como zonas e sub-zonas fisiográficas, deixando de avaliar o seu significado genético.

Com o objetivo de se estabelecer a compartimentação morfoestrutural da área considerou-se o arranjo espacial dos tipos de relevo reconhecidos neste estudo, a distribuição das estruturas geológicas, o arranjo das curvas de morfoisoipsas e as informações disponíveis na bibliografia analisada.

A análise desses elementos permitiram a definição de blocos

tectônicos que caracterizam unidades morfoestruturais distintas quanto à constituição e comportamento neotectônico, apresentadas na Figura 6.64 e no Mapa 3.

As falhas transcorrentes cambro-ordovicianas do Alto da Fartura, Santa Rita, Taxaquara, Cubatão, Natividade, Jurubatuba-Freires, Bairro Alto e Camburu-Caraguatatuba e o lineamento do Rio Putins, adotados como limites dos blocos tectônicos, têm sua reativação reconhecida e atestada por diversos autores, ao mesmo tempo que mostram feições morfológicas que evidenciam sua atividade neotectônica.

A falha do Alto da Fartura forma uma escarpa de linha de falha voltada para sul, nas proximidades de Jambeiro, onde tem desníveis da ordem de 100 a 120 m em relação ao fundo do vale do Rio Capiári, que está alojado na falha. Esta falha, que limita os Blocos Jambeiro e Quebra Cangalha, separa relevos com desníveis da ordem de 400 m.

A falha de Santa Rita e os lineamentos associados indicam uma escadaria de blocos de falha que elevam migmatitos do Complexo Embu (PSeM) à altitudes de 1400 m, dentro da morfoestrutura Quebra Cangalha. A ocorrência de escarpamentos, facetas triangulares e degraus, todos com a face íngreme voltada para sul, são feições comuns neste conjunto de lineamentos.

A falha de Taxaquara que separa os blocos Paraitinga e Serra dos Monos tem sua influência mais marcante no relevo nas proximidades da Serra da Samambaia, onde condiciona escarpamentos e facetas triangulares, separando relevos desnivelados.

A falha de Cubatão, na região de Santos, condiciona o desenvolvimento da escarpa da Serra do Mar, que, no local, caracteriza-se

MORFOESTRUTURA	LIMITES E CONSTITUIÇÃO
1. SERRA DO QUEBRA CANGALHA	A NORTE: pela Falha do Alto da Fatura. A SUL : pela Falha de Santa Rita - Predominam migmatitos do Complexo Embu (PSeM).
2. SERRA DO CAMPO GRANDE	A NORTE: pelas Falhas de Cubatão-Taxaquara. A SUL : pela Falha de Natividade. - Ocorrem quase que exclusivamente granitos sintectônicos (PS <sub>δ</sub> C).
3. SERRA DOS MONOS	A NORTE: Lineamento Fotogeológico e Falha de Taxaquara. A SUL : Falha de Cubatão. - Predominam granitos sintectônicos (PS <sub>δ</sub> C) e subordinadamente migmatitos do Complexo Embu (PSeM).
4. SERRA DO JAMBEIRO	A NORTE: pela Falha do Bom Retiro. A SUL : pela Falha do Alto da Fatura. - Associam-se migmatitos do Complexo Embu (PSeM) e granitos sintectônicos (PS <sub>δ</sub> C).
5. VALE DO PARAITINGA	A NORTE: pelas Falhas do Alto da Fatura-Santa Rita. A SUL : pelas Falhas de Cubatão-Taxaquara. - Associam-se migmatitos do Complexo Embu (PSeM) e granitos sintectônicos (PS <sub>δ</sub> C).
6. ALTO TIETÊ-PARAIBUNA	A NORTE: Falhas de Cubatão-Natividade. A SUL : Falhas de Jurubatuba-Freires, Bairro Alto e Ribeirão do Ouro. - Associam-se migmatitos do Complexo Costeiro (AcM) e granitos sintectônicos (PS <sub>γ</sub> C).
7. MOJI DAS CRUZES	A NORTE: O limite está fora da área de estudo. A SUL : Falha de Cubatão. - Associam-se migmatitos do Complexo Embu (PSeM), xistos, filitos do Complexo Pilar (PSPX e PSPF) e sedimentos da Fm. São Paulo (TQs).
8. UBATUBA	A NORTE: Lineamento fotogeológico e Falha do Ribeirão do Ouro. A SUL : Falha do Camburu. - Granitos sintectônicos (PS <sub>δ</sub> C) e granulitos e charnoquitos do Complexo Costeiro (AcH).
9. JUQUERIQUERÊ	A NORTE: Falha do Camburu. - Predominam migmatitos do Complexo Costeiro (AcM) e meta-grabos (AcB) ocorrem <u>localmente</u> .
10. JURUBATUBA	A NORTE: Falhas de Jurubatuba-Freires-Bairro Alto. A SUL : Falha do Camburu. - Associam-se migmatitos do Complexo Costeiro (AcM) e granitos sintectônicos (PS <sub>γ</sub> C).

**Figura 6.64 - Limites e Constituição Litológica das Morfoestruturas Reconhecidas na Área.**

como um escarpa de linha de falha dissecada. Nesta região ela limita o Bloco Moji das Cruzes do Bloco Alto Tietê-Paraibuna, que apresenta desniveis bem marcados, onde no primeiro as altitudes são da ordem de 850 a 870 m, atingindo valores de 1000 - 1100 m na Serra dos Monos no bloco adjacente, a sul da falha.

Na região de Paraibuna, no limite entre os blocos Serra dos Monos e Serra Grande, a Falha de Cubatão condiciona relevo do tipo Morros Paralelos e Serras Assimétricas, que estão soerguidos, elevados e subnivelados a 850 m em relação ao relevo de Morrotes e Morros situado à montante da falha, que estão subnivelados a 750 m, evidenciando uma movimentação residual desta faixa de relevo, Morros Paralelos e Serras Assimétricas, à medida que o Rio Paraibuna se superimpõe a este relevo.

A partir da junção das falhas Cubatão-Taxaquara observa-se escarpa de linha de falha com frente escarpada voltada para sul que se estende praticamente ao longo de toda a falha. Esta escarpa apresenta desniveis variáveis de 150 a 250 m, podendo atingir até 300 m.







O lineamento do Rio Putins, que separa os blocos Mogi das Cruzes e Serra dos Monos, caracteriza-se por apresentar relevos residuais elevados e escarpa localizada, que origina degrau topográfico pouco expressivo, sendo que, no entanto, os desniveis entre um bloco e outro é da ordem de até 300 m.

A Falha de Natividade, apesar de não apresentar feições do tipo escarpa e só mostrar facetas triangulares localizadas, delimita a sul, o Bloco Campo Grande, e controla parte dos cursos dos Rios Peixe e Paraibuna, sendo que neste último condiciona degraus variáveis de 20 a 40 m, indicando uma atividade recente desta estrutura.

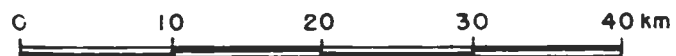
A falha de Jurubatuba-Freires, além das evidências estrutu-

MORFOESTRUTURA	CONSTITUIÇÃO PREDOMINANTE	ALT. MÁX. (m)	
1	SERRA DO QUEBRA CANGALHA	migmatitos (PSeM)	1400 - 1450
2	SERRA DO CAMPO GRANDE	granitos (PSjC)	1500
3	SERRA DOS MONOS	granitos (PSjC) e migmatitos (PSeM)	900 - 1000
4	SERRA DO JAMBEIRO	migmatitos (PSeM) e granitos (PSjC)	900 - 1000
5	VALE DO PARAITINGA	migmatitos (PSeM) e granitos (PSjC)	900 - 1000
6	ALTO TIETÊ - PARAIBUNA	migmatitos (AcM) e granitos (PSjC)	1000 - 1100
7	MOJI DAS CRUZES	migmatitos (PSeM) xistos e filitos (PSPx e PSPf) sedimentos Terciários (TQs)	750 - 800
8	UBATUBA	granitos (PSjC) e granulitos (Ach)	850 - 1000
9	JUQUERIQUERÊ	migmatitos (AcM)	650 - 730
10	JURUBATUBA	migmatitos (AcM) e granitos (PSjC)	1000 - 1200

CONVENÇÕES

- LINHAS DE MORFOISOIPSAS (Espacamento 100m) 
- FALHAS REATIVADAS E FALHAS CENOZÓICAS 
- REMANESCENTE DE SUPERFÍCIE EROSIVA Pd<sub>3</sub> 
- SUBNIVELAMENTO ASSOCIADA A PEDIPLANAÇÃO Pd<sub>1</sub> 
- SUBNIVELAMENTO RESULTANTE DA SUPER-POSICÃO DE FASES DE PEDIMENTAÇÃO 
- SEDIMENTOS FLUVIO MARINHOS QUARTENÁRIOS 

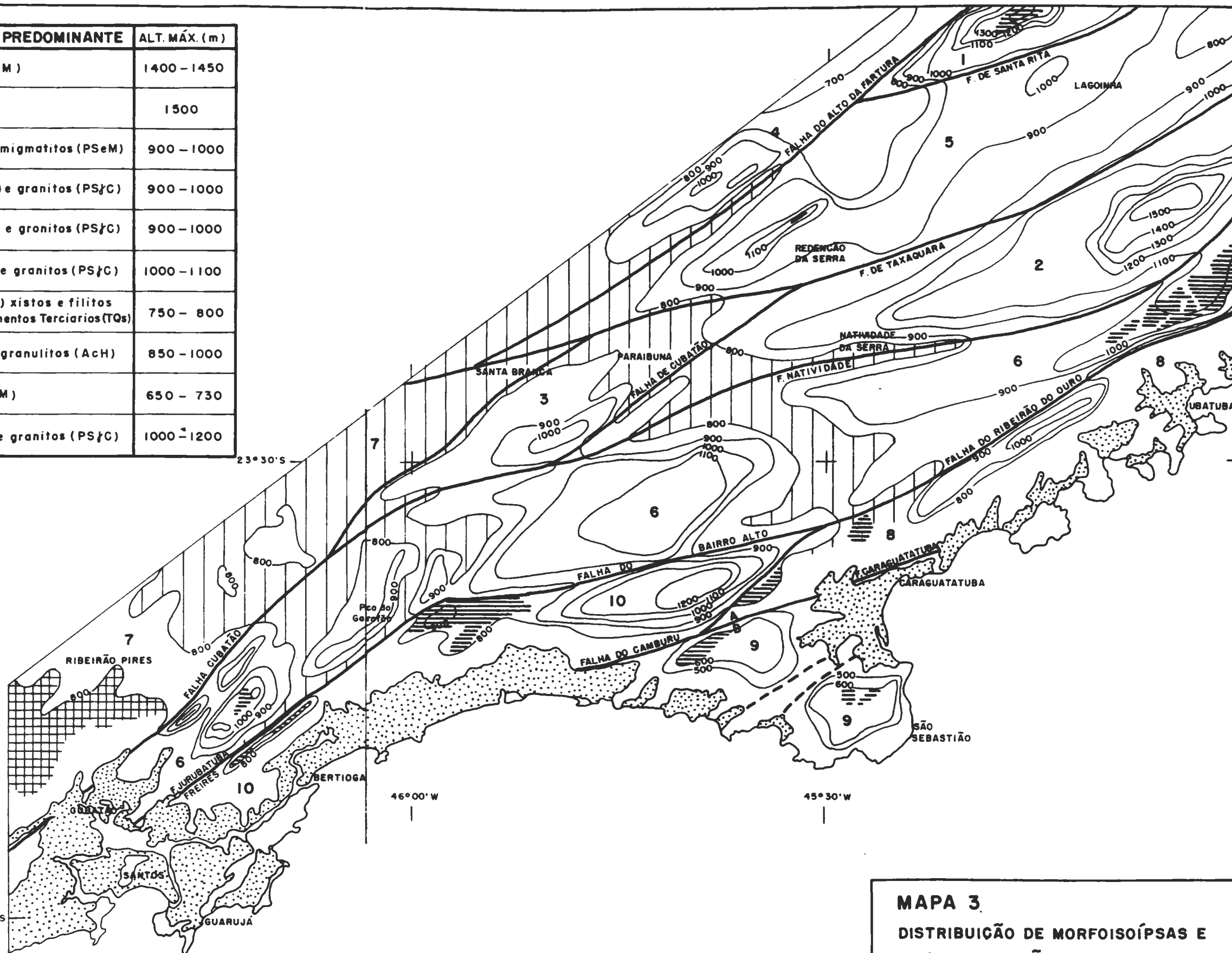
ESCALA 1:500 000



DOCUMENTAÇÃO BÁSICA

FOLHA TOPOGRÁFICA DE SANTOS

ESCALA 1:250 000 (SF-23-Y-D) IBGE (1976)



**MAPA 3.**  
DISTRIBUIÇÃO DE MORFOISOÍPSAS E  
COMPARTIMENTAÇÃO MORFOESTRUTURAL

rais de movimentação normal, separa o Bloco Alto Tietê-Paraibuna, a norte, do Bloco Jurubatuba, a sul, sendo que este último se encontra rebaixado em relação ao primeiro, na região a sul de Moji das Cruzes. A junção desta falha com a de Bairro Alto e Ribeirão do Ouro vai limitar blocos estruturais, com desniveis da ordem de 100 m, e a escarpa da Serra do Mar, a norte de Ubatuba.

A falha do Camburu, além das evidências estruturais de movimentação normal, delimita os blocos Juqueriquerê e Jurubatuba, que estão desnivelados quase 600 m. São observados, ao longo da falha, facetas triangulares bem marcadas, o que evidencia atividade recente, principalmente no Bloco Juqueriquerê, e que tiveram importância significativa na morfogênese costeira da área.

Outro aspecto importante a ser salientado a respeito da participação das falhas no relevo é o controle exercido na rede de drenagem, sendo este responsável por anomalias do tipo retilinearidade, que ocorre em vários rios.

O aproveitamento de linhas de falhas para o estabelecimento de vales é marcante nos rios Capivari e Sete Voltas, alojados na Falha do Alto da Fatura; nos rios Paraibuna e Peixe, ao longo da falha de Natividade; nos rios Lourenço Velho, Bonito e Claro, ao longo da falhas de Bairro Alto-Ribeirão do Ouro, e do Rio Camburu, ao longo da falha homônima.

Além das evidências morfológicas de atividade neotectônica ao longo das falhas, analisou-se também a amplitude do relevo obtida no mapa de morfoisoipsas com a distribuição dos tipos petrográficos que ocorrem na área.

Com base nesta análise, constatou-se que a maior parte dos locais com amplitude elevadas estão associados a granitos e grani-

tóides sintectônicos (PS<sub>g</sub>C), como tem sido enfatizado pela literatura e como pode ser notado nos blocos Serra do Campo Grande, Jambeiro, Serra dos Monos, Jurubatuba e Alto-Tietê-Paraibuna.

Essas rochas, em virtude de sua maior resistência aos processos erosivos denudacionais, suportam também inúmeros relevos residuais.

Contudo, a distribuição das áreas de maior altitude e amplitude de relevo evidenciaram que não só as rochas resistentes se destacam na topografia.

Assim, como é o caso do Bloco Quebra-Cangalha e do Bloco Alto-Tietê Paraibuna, na região de Santos - as altitudes elevadas são sustentadas respectivamente por migmatitos do Complexo Embu (PSeM) e por migmatitos do Complexo Costeiro (AcM), fato este que acaba indicando a participação de movimentos neotectônicos no condicionamento dos relevos elevados.

Outro fato que reforça a participação dos movimentos tectônicos no realce dos tipos litológicos pode ser observado no Bloco Paraitinga, onde granitos e granitóides estão subnivelados com os migmatitos do Complexo Embu (PSeM), não mostrando diferenças altimétricas, como seria de se esperar se a resistência diferencial da rocha fosse o único fator de controle na morfologia.

Embora a resistência diferencial dos tipos petrográficos seja um fato marcante no condicionamento das altitudes maiores, deve-se considerar que a distribuição das mesmas está condicionada à estruturação em blocos, que condiciona também a distribuição dos relevos.

Logo, a associação entre: blocos estruturais, tipos de rocha e amplitudes de relevo, indica que as descontinuidades estruturais

da crosta têm mantido uma atividade de caráter recorrente desde a fase geológica (GUERASSIMOV, 1964 in MESCERJAKOV, 1968) atuando tanto no condicionamento da distribuição dos corpos litológicos quanto na delimitação de morfoestruturas, que durante a fase morfogenética (GUERASSIMOV, 1964 in MESCERJAKOV, 1968) tiveram comportamento diferencial de velocidade e sentido de movimentação, que se constitui no processo fundamental de controle da morfogênese e da distribuição dos tipos de relevo.

O mapa de morfoisoipsas, além de permitir o reconhecimento de áreas mais elevadas e realçadas do relevo, evidencia a presença de uma superfície erosiva de base Pediplano Pd1 que se desenvolveu ao longo dos principais vales fluviais, que em muitos locais associa-se a zonas de falhas e em outros dissecou, de modo discordante, os blocos morfoestruturais evidenciando uma superimposição deste evento à compartimentação estrutural de área.



## CAPÍTULO 7

### OS TIPOS DE RELEVO SUAS PROPRIEDADES E SIGNIFICADOS

Na área de estudo, o uso de categorias taxonômicas para a análise geomorfológica foi feita pela primeira vez na elaboração do Mapa Geomorfológico do Estado de São Paulo (1981), em que se utilizou o conceito de sistema de relevo, que de certo modo é equivalente ao conceito de tipo de relevo usado neste trabalho.

Até então, termos como: colinas, morros baixos, morros, espigões mamelonares, espigões ramificados, garupas alongadas, cristas e serras eram utilizados exclusivamente como termos descritivos, ou para caracterizar a expressão de determinado tipo de rocha no relevo, sem que houvesse uma conceituação tipológica e/ou taxonômica, à exceção do termo "mar de morros" definido por DEFFONTAINES (1935) e caracterizado por AB'SABER (1966).

Esse tipo de relevo, segundo AB'SABER (1966), desenvolvendo-se preferencialmente em áreas cristalinas e cristafolianas fortemente deformadas e diaclasadas, e facilmente sujeitas a um intemperismo químico profundo, já que é diferencial, constituindo-se numa paisagem típica em todo o território brasileiro. Tal relevo foi caracterizado com base nos seguintes aspectos:

- Trata-se de formas com interflúvios arredondados, possuindo decomposição profunda, de 40 a 60 m, sobre as quais formam-se solos podzólicos e/ou latossólicos;

- Com presença de calhas aluviais em setores de vales subsequentes ou vales, adaptados à estruturas;

- É frequente a presença de planícies alveolares em pontos de concentração de drenagem ou a montante de soleiras de rochas resistentes em áreas serranas de amplitude topográfica razoável;
- Possui drenagem originalmente perene até para os menores ramos da rede hidrográfica, altamente dendrítica e muito densa;
- Apresenta rios negros transportadores perenes de reduzidas cargas de sedimentos finos tal como: argilas e silte, porém ricos em matéria orgânica;
- São áreas em que se processa um máximo de camuflagem das feições geomorfológicas herdadas das fases climáticas anteriores devido a extensão dos processos de mamelonização.

Para se complementar a caracterização dos relevos existentes na área, procura-se neste estudo relacionar os tipos de relevo com o substrato litoestrutural e avaliar a sua gênese.

Os tipos básicos de relevo reconhecidos oferecem informações sobre o grau e a intensidade de dissecação do relevo, o que determina o seu nível de energia potencial e portanto a intensidade de atuação dos processos morfogenéticos atuais.

Por outro lado, as variedades tipológicas refletem a constituição do substrato litoestrutural do relevo e/ou, ainda, aspectos de sua morfogênese.

Com base nesses fatos diferenciou-se a ocorrência dos tipos básicos de relevo de degradação: colinas, morrotes, morrotes e morros, morros e montanhas. Além desses relevos, que caracterizam tipos com amplo desenvolvimento espacial, têm-se os relevos de transição, que constituem feições erosivas de alta energia marcando a passagem entre morfoestruturas ou entre unidades fiosiográficas, sendo diferenciados dois tipos: Escarpas em Anfiteatros e Escarpas em Espi-

gões.

Diferenciaram-se também relevos de agradação, que são restritos à planície costeira na medida em que as planícies aluvionares observadas constituem feições pequenas que se associam aos relevos de degradação. Na planície costeira foram diferenciados tipos de relevo em que além da morfologia distinguiu-se o processo de deposição envolvido e sua constituição, delimitando-se: Terraços Marinhos, Planície Marinha e Cordões Litorâneos, Planície Flúvio-Marinha, Planície de Maré, Planície de Inundação e Planície Fluvial.

No estabelecimento dos parâmetros morfométricos que caracterizam os tipos de relevo é interessante destacar os valores mínimos e máximos da amplitude e de declividade observados, pois estes valores são de melhor utilidade para a aplicação, ao mesmo tempo que permite revisar e aprimorar a classificação básica. Figura 2.26.

Há que se considerar que neste nível de abordagem as observações sobre a dinâmica dos diferentes tipos de relevo leva em consideração basicamente as características morfográficas, morfométricas e do substrato rochoso, que são as propriedades determinantes da energia potencial do relevo e da sua intensidade dinâmica. Reconhecida nos trabalhos de campo, esta dinâmica foi caracterizada com informações expedidas sobre a tipologia e intensidade dos processos atuantes.

Desse modo, considera-se que essas informações têm caráter indicativo, devendo os estudos dinâmicos serem efetuados dentro da abordagem Analítico-Dinâmica, com mapeamentos de maior detalhe.

Com base nos estudos efetuados dentro da abordagem Sintético-Histórica, faz-se uma síntese dos processos morfogenéticos mais frequentes observados em cada um dos tipos de relevo analisados. Os

tipos de relevos têm sua distribuição apresentada no Mapa 4, e são caracterizados e descritos nas Figuras 7.65 a 7.70.

## 7.1. Relevos Erosivos

### 7.1.1. Colinas

Colinas, descritas na Figura 7.65, são formas com amplitudes locais entre 30 e 75 m, declividades baixas, variáveis de 10% a 15%. Em virtude do tamanho e associações diferenciaram-se três variedades que refletem o substrato litoestrutural. Assim, as Colinas Médias e Amplas são suportadas por sedimentos da Formação São Paulo, as Colinas Médias e Pequenas associam-se a migmatitos do Complexo Embu e a filitos e xistos do Complexo Pilar, e as Colinas Médias, Pequenas e Morrotes são basicamente suportadas por migmatitos do Complexo Costeiro e granitos sintectônicos.

Esses relevos estão associados à fase de pediplanação Pd1, e mais especificamente à Superfície Erosiva do Alto Tietê, que se superimpõe aos relevos estruturais das morfoestruturas de Moji das Cruzes e Alto Tietê-Paraibuna, o que em parte evidencia uma certa estabilidade dessas morfoestruturas a partir do glacial Nebraskan.

### 7.1.2. Morrotes

Os morrotes são formas com predomínio de amplitudes locais de 40 a 80 m. Por vezes observa-se amplitudes maiores, de até 120 m, que não puderam ser individualizadas. As declividades são variáveis entre 20% e 40%, encontrando-se valores de 50%. Neste padrão dife-

TIPO DE RELEVO MORFOMETRIA	MORFOGRAFIA E SUBSTRATO ROCHOSO	MORFODINÂMICA
COLINAS MÉDIAS E AMPLAS Amplitudes baixas de 40 a 70 m Declividades bai- xas de 10% a 12% Altitudes variã- veis de 700-800 m	Topos Convexos Subnivelados. Perfis de vertente retilíneos e convexos. Vales assimétricos, fundo chato, preenchido por planícies fluviais bem desenvolvidas. Padrão de drenagem é subdentrítico a dentrítico de densidade média a baixa. Relevo suportado por argilitos, siltitos e arenitos argilosos da Forma- ção São Paulo (TQS).	Baixa incidência de processos erosivos em condições naturais.  Predominam processos erosivos associados à ação pluvial: escoamento laminar e ravinamento.
COLINAS MÉDIAS E PEQUENAS Amplitudes baixas de 40 a 60 m Declividades bai- xas de 10% a 13% Altitudes variã- veis de 780-800 m	Topos Convexos Subnivelados. Perfis convexos. Vales alargados de fundo chato preenchidos por planície fluvial bem desenvolvida. Padrão de drenagem é subdentrítico de média a baixa densidade.  Relevo suportado por migmatitos heterogêneos com predomínio de paleos- soma xistoso e subordinadamente gnáissico do Complexo Embu (PSeM) e xis- tos (PSPX) e filitos (PSPF) do Complexo Pilar.	A interferência antrópica com remoções do solo superficial e cortes de taludes favorece o ravinamento.  A alteração dos sedimentos for- mando empastilhamento favorece a erosão pluvial dos talu- des artificiais, provocando, por vezes, pequenos escorregamentos.
COLINAS E MORRO- TES Amplitudes baixas de 30 a 75 m Declividades bai- xas de 10% a 15% Altitudes variã- veis de 780-800 m	As colinas são médias e pequenas, têm topos convexos subnivelados. Per- fis de vertentes retilíneos e convexos. Ruptura de declive no sopé marcando o contato angular com a planície fluvial. Os morrotes têm topos convexos mais estreitos. Os perfis de vertentes são retilíneos e mais íngremes. Vales são alongados. O pa- drão de drenagem é subdentrítico de densidade média a baixa. Relevo suportado por migmatitos homogêneos do Complexo Costeiro (AcM) e granitos e granitóides sintectônicos (PSjC).	Áreas pouco sensíveis à inter- ferência antrópica devido à baixa energia do relevo.
MORROTOS PEQUENOS Amplitudes baixas de 40 a 90 m Declividades al- tas de 32% a 52% Altitudes varia- das em cada morfo- estrutura	Formas com área inferior a 0,5 Km <sup>2</sup> . Topos estreitos, convexos e angulo- sos. Perfil de vertente retilíneo a convexo. Vales estreitos e encaixa- dos nas cabeceiras. Padrão de drenagem subdentrítico em treliça, drenagem de alta densidade.  Relevo suportado por migmatitos heterogêneos do Complexo Embu (PSeM); granitos e granitóides sintectônicos (PSjC) e migmatitos homogêneos do Complexo Costeiro (AcM).	
MORROTOS PEQUENOS E ALONGADOS Amplitudes baixas de 40 a 80 m Declividades mé- dias a altas de 20% a 60% Altitudes de 750 a 800 m	Formas com área inferior a 1,0 Km <sup>2</sup> . Topos estreitos, convexos e angulo- sos, subnivelados. Perfil de vertente retilíneo. Presença de ruptura de declive negativa próxima ao sopé associada a pedimento. Vales estreitos e encaixados nas cabeceiras. Na drenagem mais organizada tem-se va- les com fundo chato, com planície fluvial estreita por vezes entalha- das por meandros encaixados. Padrão de drenagem subdentrítico e treli- ça de alta densidade. Relevo suportado por migmatitos heterogêneos do Complexo Embu (PSeM) e migmatitos homogêneos do Complexo Costeiro (AcM).	Nas condições naturais predom- inam processos de intemperis- mo químico. A ação de proces- sos erosivos é de baixa inten- sidade, observando-se rastejo e pequenos escorregamentos nas vertentes mais íngremes.  Entalhe fluvial pode estar in- tensificado localmente predom- inando, no entanto, uma ação fluvial de transporte de fi- nos.
MORROTOS PEQUENOS ISOLADOS Amplitudes baixas de 20 a 40 m Declividades mé- dias de 15% a 30% Altitudes de 750 a 800 m	Formas com área inferior a 1,0 Km <sup>2</sup> . Topos arredondados subnivelados. Perfis de vertentes convexos a retilíneos. Na parte inferior da verten- te observa-se ruptura de declive negativa a partir da qual se desenvol- ve rampa colúvio-aluvionar em meio da qual se destacam os morrotes. Va- les abertos. Padrão de drenagem subdentrítico de baixa densidade. Fre- quentes ocorrências de alagados nos vales. Relevo suportado por migmatitos heterogêneos do Complexo Embu (PSeM).	A interferência antrópica de- sordenada favorece a erosão su- perficial laminar e o ravina- mento.  Áreas sensíveis a interferên- cia antrópica desordenada.
MORROTOS Amplitudes baixas de 60 a 100 m Declividades mé- dias de 13% a 32% Altitudes de 800 a 850 m	Topos convexos subnivelados. Perfil de vertente retilíneo. Vales am- plos associados a planícies aluvionares expressivas. Padrão de drenagem subdentrítico de média densidade.  Relevo suportado por migmatitos heterogêneos do Complexo Embu (PSeM), xistos (PSPX) e granitos sintectônicos (PSjC).	
MORROTOS PARALELOS Amplitudes baixas de 40 a 90 m Declividades mé- dias a altas de 23% a 50% Altitudes varia- das em cada morfo- estrutura	Topos estreitos, por vezes subnivelados. Perfis de vertentes retilí- neos. Vales estreitos e encaixados. Ao longo dos rios maiores pode a- presentar planícies aluvionares estreitas. Padrão de drenagem em treli- ça e paralelo de alta densidade.  Relevo suportado por migmatitos heterogêneos do Complexo Embu (PSeM), xistos (PSPX) e granitos sintectônicos (PSjC).	

Figura 7.65 - Características Básicas dos Relevos de Colinas e Morrotes.

renciara-se as variedades: Morrotes, Morrotes Muito Pequenos, Morrotes Pequenos e Isolados, Morrotes Pequenos Alongados e Morrotes Paralelos, descritos na Figura 7.65.

Aqui as variedades indicam tanto a constituição do substrato litológico, que suportam os relevos, quanto os processos morfogenéticos.

A variedade de Morrotes Pequenos constitui relevos considerados muito antigos e correlacionados à pediplanação Pd3, sendo que sua presença indica remanescente desta antiga superfície erosiva, salvo na região ao sul de São Paulo. Nesta área estes relevos estão em continuidade com os relevos desenvolvidos durante a pediplanação Pd1, não tendo sido possível esclarecer a sua gênese.

A variedade Morrotes tem seu desenvolvimento associado a pediplanação Pd1; enquanto que a variedade Morrotes Paralelos é dada por variações na constituição do substrato rochoso.

### 7.1.3. Morrotes e Morros

Essa associação de formas é considerada como padrão básico para a área, uma vez que a variação de amplitude não permite separar as formas em um padrão ou em outro, pois variam de 60 a 140 m e têm declividades variáveis de 15% a 45%. As declividades mostram dois padrões, um, de 15% a 35%, e outro de 20% a 45%. Neste padrão de relevo diferenciaram-se as seguintes variedades: Morrotes e Morros, Morrotes e Morros Paralelos e Morrotes e Morros Recortados. Figura 7.66.

A variedade Morrotes e Morros é um relevo tipicamente associado à Pediplanação Pd1 na bacia do Rio Paraíba, a montante da

cidade homônima. É um relevo suportado predominantemente por rochas graníticas e granitóides (PsjC) ocorrendo, subordinadamente migmatitos. Sua gênese é associada a processos de pediplanação Pd1 e à dissecação posterior. Uma ocorrência a 1400 m de altitude na morfoestrutura Quebra-Cangalha foi correlacionada à pediplanação Pd3.

As maiores amplitudes deste relevo, quando comparadas às Colinas anteriormente citadas, que também são remanescentes da pediplanação Pd1, foram interpretadas como resultantes da dissecação causada por movimentação diferencial de blocos. Assim, a maior subsidência do bloco, em que se aloja a Bacia de Taubaté, teria provocado variação no nível de base favorecendo a intensificação da erosão remontante que dissecou e gerou os Morrotes e Morros e favoreceu a sedimentação quaternária expressiva associada ao Rio Paraíba.

#### 7.1.4. Morros

Os morros são formas cujas amplitudes locais variam de 80 a 200 m e as declividades de 20% a 50%. Mudanças na tipologia e orientação das formas permitem diferenciar seis variedades de relevo: Morros, Morros Paralelos e Serras Assimétricas, Morros e Cristas, Morros Dissecados e Morros Pequenos; Figura 7.67.

Os tipos de maior distribuição na área são os Morros e os Morros Paralelos, sendo que a constituição do substrato marca a diferença básica entre ambos. Assim, nos Morros predominam granitos e granitóides, e nos Morros Paralelos predominam migmatitos.

Embora na maior parte das áreas em que ocorrem apresentem subnivelamentos possivelmente pela pediplanação Pd2, eles são bastante dissecados e entalhados pela drenagem, indicando uma ascensão

TIPO DE RELEVO MORFOMETRIA	MORFOGRAFIA E SUBSTRATO ROCHOSO	MORFODINÂMICA
<b>MORROTES E MORROS</b> Amplitudes baixas e médias de 60 a 160 m Declividades médias e altas de 13% a 40% Altitudes variáveis em virtude da localização	Associam-se formas de topos amplos, convexos e formas de topos estreitos. O perfil das vertentes é convexo, podendo ter segmentos retilíneos. Vales são estreitos, no médio curso tem-se planícies fluviais regradadas. Padrão de drenagem dendrítico e subparalelo, de média a alta densidade.  Relevos suportados predominantemente por rochas graníticas sintectônicas (PSjC) ocorrendo também em migmatitos heterogêneos do Complexo Embu (PSeM) e migmatitos homogêneos do Complexo Costeiro (AcM).	Em condições naturais predominam processos de intemperismo químico, associados a rastejo nas porções mais íngremes das vertentes. Localmente pode ocorrer escorregamentos do tipo rotacional. Ravinamento é freqüente no sopé de vertentes associados a rampas de colúvio.  A intensidade de processos erosivos é moderada, sendo sensível a interferência antrópica desordenada.
<b>MORROTES E MORROS PARALELOS</b> Amplitudes baixas e médias de 60 a 140 m Declividades médias a altas de 18% a 50% Altitudes variáveis em virtude da localização	Predominam formas com amplitude de morrotes. Os topos são estreitos e arredondados, por vezes angulosos, podendo haver subnivelamento. Os perfis das vertentes são retilíneos e entalhados por canais de drenagem intermitentes. Vales são estreitos e encaixados. Padrão de drenagem é em treliça e localmente sudendrítico, de alta densidade.  Relevos suportados predominantemente por migmatitos heterogêneos do Complexo Embu (PSeM) e subordinadamente por rochas graníticas sintectônicas (PSjC).	
<b>MORROTES E MORROS RECORTADOS</b> Amplitudes baixas e médias de 60 a 120 m Declividades médias a altas de 20% a 40% Altitudes de 860 a 920 m	Topos estreitos e subnivelados. Os perfis das vertentes são longos, retilíneos e convexos. Vales são muito encaixados e estreitos. Padrão de drenagem é dendrítico de alta densidade.  Relevo suportado por migmatitos heterogêneos do Complexo Embu (PSeM) e por rochas graníticas sintectônicas (PSjC).	

Figura 7.66 - Características Básicas dos Relevos de Morrotes e Morros.



rápida, visto que os vales mostram meandros encaixados, como é o caso do Rio Paraibuna, na Morfoestrutura Alto Tietê-Paraibuna, que contém as maiores ocorrências desses relevos, indicando que após a fase de pediplanação Pd2 a morfoestrutura teve soerguimento que propiciou o aprofundamento rápido do entalhe fluvial.

Na articulação das morfoestruturas de Jambeiro, Moji das Cruzes, Paraitinga e Serra dos Monos, os meandros encaixados do Rio Paraibuna foram interpretados como sendo consequência da subsidência da morfoestrutura que contém a Bacia de Taubaté, e não como consequência do soerguimento desses blocos, visto que os meandros encaixados estão sobre um relevo subnivelado formado a partir da dissecação do pediplano Pd1 que corta discordantemente as morfoestruturas citadas.

Os Morros Paralelos e Serras Assimétricas são relevos associados a linha de falha Cubatão-Taxaquara - caracterizando uma faixa de até 5 Km de largura que está elevada em relação aos relevos adjacentes, como na região de Paraibuna - e constituem barramento que condiciona a superimposição do rio no local refletindo no rebaixamento do relevo à montante ou destacando-se na borda da Morfoestrutura da Serra Grande.

O tipo Morros e Crista é um relevo residual que ocorre em várias situações morfológicas indicando núcleos de rochas mais resistentes.

Os Morros Dissecados e os Morros Pequenos são tipos que tem como característica principal o fato de serem remanescentes de antigos eventos de pediplanação, que foram entalhados posteriormente e dissecados pela drenagem. Os Morros Dissecados na bacia do Rio Una são relevos entalhados à época da captura do rio, sendo, no entanto,

poupado da fase de pediplanação Pd1, que ocorreu posteriormente à captura. Os Morros Pequenos são relevos correlativos à pediplanação Pd3, por isso suas formas são pequenas e semelhantes aos Morrotes Pequenos, sendo que a amplitude de morro reflete a sua evolução e a sua dissecação pela rede hidrográfica atual.

#### 7.1.5. Morros e Montanhas

São associações de formas que representam as áreas mais dissecadas e de relevos mais enérgicos, aos quais se associam grandes amplitudes e vertentes de alta declividade, Figura 7.67.

O relevo Morros, Serras e Montanhas, de modo geral, associa-se a substrato de rochas graníticas e granitóides, mas ocorre também sobre migmatitos, indicando que o condicionamento básico desse tipo de relevo não é exclusivamente devido a maior resistência dos granitos à erosão, mas sim de uma conjugação de fatores, em que a neotectônica é o determinante para o realçar as rochas no relevo, como no caso das morfoestruturas da Serra de Quebra Cangalha, Serra de Campo Grande e Serra dos Monos.

Possivelmente esses relevos nas serras da Samambaia e do Juqueriquerê constitua morfoestruturas secundárias, delimitadas por importantes lineamentos fotogeológicos, provavelmente falhas.

Esses relevos refletem também sua propriedade básica, dada pela resistência dos granitos perante os processos erosivos e denudacionais, suportando relevos residuais localizados.

TIPO DE RELEVO MORFOMETRIA	MORFOGRAFIA E SUBSTRATO ROCHOSO	MORFODINÂMICA
<b>MORROS</b> Amplitudes médias de 80 a 180 m Declividades médias a altas de 20% a 50% Altitudes variáveis	Topos estreitos, convexos, subnivelados. Perfis de vertente convexos e retilíneos. Vales abertos e encaixados, com planícies fluviais ao longo dos vales principais. O padrão de drenagem é de treliça a subdendrítico, de média a alta densidade.  Relevos suportados por rochas graníticas sintectônicas (PSjC) que são predominantes e por migmatitos homogêneos do Complexo Costeiro (AcM).	Nas condições naturais são relevos enérgicos com elevada intensidade de processos erosivos, que atuam de modo mais intenso que os processos de alteração química.  São frequentes ravinamentos, reentalhe de drenagem, rastejo e movimento de massa.  Os movimentos de massa, em função da espessura do regolito podem ser: queda de blocos, escorregamento planar e escorregamento rotacional.  Áreas muito sensíveis a interferência antrópica.
<b>MORROS PARALELOS</b> Amplitudes médias de 70 a 180 m Declividades médias a altas de 22% a 60% Altitudes variáveis	Formas orientadas segundo a direção NNW/SSE. Topos estreitos e angulosos. Perfis de vertente retilíneos e convexos. Vales fechados com planícies aluvionares restritas. Padrão de drenagem em treliça e subparalelo, de média a alta densidade.  Relevos suportados por migmatitos homogêneos do Complexo Costeiro (AcM), migmatitos heterogêneos do Complexo Embu (PSeM) e subordinadamente por rochas graníticas sintectônicas (PSjC).	
<b>MORROS PEQUENOS</b> Amplitudes médias de 70 a 180 m Declividades altas de 29% a 48% Altitudes variáveis	Formas com área menor que 2 Km <sup>2</sup> . Topos convexos subnivelados, perfis de vertentes convexos. Vales fechados e encaixados, raramente com planícies fluviais. Padrão de drenagem de treliça localmente sudendrítico de alta densidade.  Relevo suportado predominantemente por migmatitos homogêneos do Complexo Costeiro (AcM) e localmente por metabasitos (AcB) e por rochas graníticas sintectônicas (PSjC).	
<b>MORROS DISSECADOS</b> Amplitudes médias de 100 a 180 m Declividades altas de 33% a 53% Altitudes de 800 a 950 m	Topos estreitos angulosos e convexos subnivelados. Perfis de vertentes retilíneos. Vales na forma de V, muito encaixado. Padrão de drenagem subdendrítico de média densidade.  Relevo suportado por migmatitos heterogêneos do Complexo Embu (PSeM).	
<b>MORROS E CRISTAS</b> Amplitudes médias a altas de 80 a 200 m Declividades médias e altas de 27% a 38% Altitudes variáveis	Topos estreitos e angulosos, por vezes agudos. Vertentes com perfis longos e retilíneos. Vales fechados e encaixados. Padrão de drenagem dendrítico a pinulado de média a alta densidade.  Relevo suportado por migmatitos homogêneos do Complexo Costeiro (AcM) e por rochas graníticas sintectônicas (PSjC).	
<b>MORROS PARALELOS E SERRAS ASSIMÉTRICAS</b> Amplitudes médias a altas de 70 a 220 m Declividades médias e altas de 20% a 53% Altitudes variáveis	Associam-se serras assimétricas a partir das quais formam-se morros paralelos perpendiculares. As serras de modo geral têm escarpa voltada para SSE. Os topos são agudos. Perfis de vertentes são retilíneos e abruptos. Vales perpendiculares a serra alojam drenagem de 1ª e 3ª ordem. Na vertente NNW desenvolvem-se os morros paralelos. Os topos são convexos estreitos. O perfil das vertentes é retilíneo e convexo. Vales são encaixados. O padrão de drenagem é paralelo e angular de média densidade.  Relevo suportado por rochas xistosas (PSPx), migmatitos heterogêneos do Complexo Embu (PSeM) e por rochas graníticas sintectônicas (PSjC). Este relevo associa-se a zonas de cataclase das falhas transcorrentes brasileiras.	
<b>MORROS, SERRAS E MONTANHAS</b> Amplitudes médias a altas de 100 a 420 m Altitudes variáveis, comumente acima dos 1.000 m	Topos estreitos, angulosos, por vezes rochosos, formando cristas e picos. Perfil de vertente retilíneo. Vales fechados, profundamente encaixados com frequentes cachoeiras e rápidos. Raras planícies alveolares. Padrão de drenagem em treliça e subdendrítico, de alta densidade.  Relevo suportado predominantemente por rochas graníticas sintectônicas (PSjC) e subordinadamente por migmatitos homogêneos do Complexo Costeiro (AcM) e por migmatitos heterogêneos do Complexo Embu (PSeM).	

Figura 7.67 - Características Básicas dos Relevos de Morros e Montanhas.

## 7.2. Relevos de Transição: Escarpas

As escarpas constituem relevos de transição entre morfoestruturas e/ou unidades fisiográficas, sendo as feições mais expressivas as escarpas: da Morfoestrutura da Serra do Quebra Cangalha, as que separam o Planalto Paulistano da Morraria de Paraibuna e, obviamente, as da Serra do Mar.

Os relevos de escarpas serranas diferenciados por PONÇANO et alii (1981), foram de dois tipos: Escarpas Festonadas e Escarpas com Espigões Digitados, as quais são aqui, respectivamente, denominadas Escarpas em Anfiteatros e Escarpas em Espigões, sendo descritos na Figura 7.68.

As Escarpas em Anfiteatros constituem uma escarpa propriamente dita, pois forma um abrupto assimétrico e dissecado pela drenagem.

As Escarpas em Espigão são suportadas por maciços rochosos que estão localmente interligados ao planalto e foram separados e dissecados pelo forte entalhe fluvial que se alojou em linhas de falhas de direção ENE, constituinto-se em relevos residuais que marcam o recuo da escarpa ao longo de linhas de fraqueza estrutural.

As Escarpas em Espigão, na Serra do Mar, devido a sua magnitude, chegam a constituir feições que recebem denominações locais como: a Serra do Morrão, Serra do Quilombo, Serra da Diana, Morro do Caetano, Serra de Boracéia e Serra de Maresias.

Neste estudo, constatou-se que existe uma diferenciação na morfologia das escarpas da Serra do Mar em virtude de sua situação morfoestrutural, que coincide também com a tipologia das planícies costeiras; enquanto que os tipos litológicos, por sua vez, condicio-

nam detalhes da morfologia.

Na Morfoestrutura Moji das Cruzes, constituída por migmatitos do Complexo Costeiro e xistos e filitos do Complexo Pilar, a escarpa mostra fortes evidências de ser uma escarpa de linha de falha, desfeita em anfiteatros, com áreas variáveis de 1,6 a 9,0 Km<sup>2</sup>. Neste trecho a largura da escarpa é da ordem de 3,5 Km, tendo altitudes de 700 - 750 m.

A terminação sudoeste da Morfoestrutura Alto Tietê-Paraibuna, na região de Cubatão, caracteriza uma Escarpa em Espigão condicionada, pelas falhas de Cubatão, Freires-Jurubatuba e do Quilombo, e também por migmatitos do Complexo Costeiro e rochas graníticas pós-tectônicas.

Na Morfoestrutura Jurubatuba, a escarpa é constituída por migmatitos do Complexo Costeiro e por granitos sintectônicos. Nesta unidade, a escarpa apresenta anfiteatros com área de 3,0 a 12,0 km<sup>2</sup>, amplitudes de 920 a 1050 m e larguras de 2,5 a 5,0 km. Nesta morfoestrutura a planície costeira possui intensa sedimentação marinha, com formação de larga faixa de cordões litorâneos, indicativos de um soerguimento mais acentuado do que nas morfoestruturas adjacentes.

É necessário assinalar que variações morfológicas observadas nesta morfoestrutura podem estar associadas à existência de blocos estruturais menores, cujos limites, linhas de falhas, ainda não foram identificados. É o caso dos alinhamentos dos rios Guaratuba, Vermelho, Perequê-Mirim e Itapanhaú, na planície costeira; e da retinilidade do sopé da escarpa, a norte de Bertioga.

Na Morfoestrutura Juqueriquerê as escarpas serranas, constituídas exclusivamente por migmatitos do Complexo Costeiro, não mos-

TIPO DE RELEVO MORFOMETRIA	MORFOGRAFIA E SUBSTRATO ROCHOSO	MORFODINÂMICA
<p><b>ESCARPAS EM ANFITEATROS</b> Amplitudes variáveis de 400 a 1.000 m</p> <p>Áreas dos anfiteatros variam de 1,6 até 50 Km<sup>2</sup> em virtude da morfoestrutura</p> <p>Declividades: Porção superior é alta de 35% a 55% Porção média varia de 15% a 35% Porção inferior é baixa de 5% a 15%</p>	<p>São formados por interflúvios dispostos de modo semicircular, que com têm bacias de alta densidade de drenagem 3ª e/ou 4ª ordem, com padrão dendrítico a subdendrítico. Esta disposição de drenagem forma inúmeros interflúvios menores convergentes para o centro da bacia. Os vales são encaixados. Os canais são em rocha que geram soleiras com poços e cachoeiras. Blocos e matacões entulham o canal. O escoamento é torrencial e perene. Os interflúvios principais têm topos agudos próximos ao planalto passando a convexos junto a baixada. Os interflúvios secundários têm topos convexos. Na porção superior, os perfis das vertentes são retilíneos com freqüentes afloramentos rochosos. Na porção média e inferior passam a convexo sendo o côncavo mais raro.</p> <p>Depósitos alveolares são freqüentes à meia encosta, no ponto de convergência de drenagem e cones de dejeção são feições constantes no sopé da escarpa.</p> <p>São suportados por diferentes tipos de rochas, sendo que as variações de composição condicionam especificidades localizadas. Embora a foliação seja sempre bem marcada, nas áreas de anfiteatros observa-se uma maior dispersão na direção dos sistemas de juntas de fraturamento.</p>	<p>As condições climáticas e a grande área de vertentes favorecem o intemperismo químico que é acentuado. São freqüentes e intensos movimentos de massa do tipo rastejo e escorregamentos planares. O entalhe, o transporte e a deposição fluvial é intensa devido ao caráter torrencial do escoamento com competência para remoção de seixos e blocos de cimétricos. Areias são depositadas na planície enquanto os finos são removidos para o mar.</p> <p>Áreas muito sensíveis a interferência antrópica, que pode ser catastrófica.</p>
<p><b>ESCARPAS EM ESPIGÕES</b> Amplitudes de 600 a 900 m</p> <p>Declividades média a alta de 15% a 55%, porém declividades superiores a 35% são restritas</p>	<p>São formadas por interflúvios alongados lineares e subparalelos associados a vales profundos e encaixados em zonas de falha. O padrão de drenagem é angular ou de treliça de junta, de média densidade, alojando bacias de 3ª ordem. O canal principal é em rocha ou entulhado de blocos e matacões que condicionam a formação de poços e cachoeiras. Os afluentes são geralmente perpendiculares, pouco encaixados e têm escoamento intermitente. A bacia apresenta escoamento torrencial perene.</p> <p>Os espigões têm topos estreitos e angulosos, localmente formando cristas rochosas. Nas porções terminais os topos tendem a ser convexos. O perfil das vertentes é retilíneo, se estende do interflúvio ao terço inferior da encosta, onde é freqüente a ruptura de declive negativa a partir da qual o perfil da vertente passa a ser convexo, devido à ocorrência de depósitos de tálus.</p> <p>São suportados predominantemente por rochas graníticas e granitóides sintectônicas e por migmatitos homogêneos do Complexo Costeiro. O condicionamento básico é estrutural, estando a feição comumente associada a zonas de falhas de direção N50-70E. Variações na direção de mergulho de foliação condicionam assimetrias na vertente dos vales, no grau de alterações, na densidade de drenagem e na formação de depósitos detríticos que se associa a vertente mais íngreme.</p>	<p>Devido à menor área de vertentes e de rochas expostas ao intemperismo estas formas geram menos detritos.</p> <p>A assimetria dos espigões condiciona os processos. Nas vertentes desenvolvidas paralelamente ao mergulho de foliação há uma maior intensidade de processos de alteração e entalhe fluvial. É mais freqüente a ocorrência de rastejo e escorregamento. Nas vertentes opostas ao mergulho predomina intemperismo físico com pouco desenvolvimento de solo. Formam-se paredes rochosas e é freqüente a queda de blocos. Áreas sensíveis a interferência antrópica desordenada que pode ser catastrófica.</p>

Figura 7.68 - Características Básicas dos Relevos de Transição. Escarpas em Anfiteatros e Escarpas em espigões.

tram uma morfologia típica, apresentando associações de anfiteatros e espigões, sendo que em alguns locais observam-se formas híbridas. Nesta morfoestrutura, a associação entre a morfologia das escarpas e os tipos de planície costeira é um fator de grande importância.

Assim, na porção sudoeste da morfoestrutura predominam planícies flúvio-marinhas do tipo Juqueí e do tipo Boiçucanga (SUGUIO e MARTIN, 1976) as quais se associam, respectivamente, às Escarpas em Anfiteatros e às Escarpas em Espigão.

No lado nordeste da Morfoestrutura Juqueriquerê, tem-se a Planície Marinha com Cordões Litorâneos, de Caraguatatuba, que por suas características e dimensões indicam uma movimentação diferencial dessa morfoestrutura, com maior intensidade de soerguimento nesse lado. Tal fato seria corroborado pela maior dissecação observada no relevo Morros Pequenos, remanescente da pediplanação Pd3, que é observada no lado nordeste da morfoestrutura e que teria fornecido maiores quantidades de detritos para a sedimentação da planície.

Na Morfoestrutura Ubatuba, constituída por granitos sintectônicos e rochas granulíticas e charnoquitos do Complexo Costeiro, a escarpa da serra é do tipo em Anfiteatros. A largura das escarpas varia de 5,0 a 12,0 Km, as altitudes de 850 a 1110 m, mostrando-se mais elevada no lado nordeste. Aqui, os anfiteatros apresentam maior desenvolvimento, com áreas sempre superiores a 10 Km<sup>2</sup>, chegando a atingir mais de 50 Km<sup>2</sup>, como no caso do anfiteatro em que se encontra a cidade de Ubatuba. Os anfiteatros nesta morfoestrutura têm sua porção terminal afogada, observando-se pequenas planícies flúvio-marinhas localizadas bem junto ao sopé das escarpas serranas, evidenciando um típico trecho de litoral afogado.

### 7.3. Relevos de Deposição

Os diferentes tipos de relevos de deposição reconhecidos e delimitados nas planícies, costeiras, apesar de apresentarem semelhanças quanto a origem e constituição, mostram diferenças quanto a dimensão e distribuição, em virtude da morfoestrutura em que se apresentam, indicando que existe uma relação entre o comportamento neotectônico da morfoestrutura e o tipo de planície costeira desenvolvida. Nota-se também que estes movimentos neotectônicos atuaram pelo menos até o Holoceno, visto que condicionaram a intensidade de sedimentação durante a Transgressão Santos, correlata à Transgressão Flandriana. As principais características desses relevos são apresentadas na Figura 7.69.

Assim, na Morfoestrutura Jurubatuba e na porção nordeste da Morfoestrutura Juqueriquerê, em que os movimentos neotectônicos são predominantemente ascensionais, dominam feições do tipo: Terraços Marinhos, Planície Marinha com Cordões Litorâneos e Planícies de Inundação.

Nas áreas com menor intensidade de soerguimento, como na Morfoestrutura de Ubatuba e na porção sudoeste da Morfoestrutura Juqueriquerê, dominam Planícies Flúvio-marinhas do tipo Juquei e Boicucanga.

Nas áreas de articulação de morfoestruturas, como na região estuarina de Santos, em que parece ter havido a menor taxa de soerguimento, dominam Planícies de Maré.



TIPO DE RELEVO MORFOMETRIA	MORFOGRAFIA E SUBSTRATO ROCHOSO	MORFODINÂMICA
<p><b>TERRAÇO MARINHO</b></p> <p>Altitudes de 8 a 18 m</p> <p>Declividade menor que 5%</p>	<p>Formas de superfície horizontal e subhorizontal, por vezes com bordas abruptas cortadas pela drenagem. Podem apresentar cordões litorâneos e/ou ser recobertas por dunas. Remanescentes isolados da Transgressão Cananéia.</p> <p>Constituição: areias marinhas finas, freqüentemente com cimentação orgânica e limonitização, o que aumenta sua compactidade. Nos locais sem cimentação ou com dunas as areias são friáveis.</p>	<p>Áreas de baixa intensidade de processo erosivo, que é restrito a solapamentos pela drenagem.</p> <p>Áreas de baixa sensibilidade a interferência antrópica visto a sua alta permeabilidade, alta compactidade e freático profundo.</p>
<p><b>PLANÍCIE MARINHA COM CORDÕES LITORÂNEOS</b></p> <p>Altitudes de até 8,0 m</p> <p>Declividade menor que 5%</p>	<p>Terrenos baixos subhorizontais, ondulados pelos cordões litorâneos. Associam-se pequenos campos de dunas e áreas de brejo entre cordões e praias amplas de baixa declividade. Na porção mais próxima à escarpa associam-se depósitos de paleolagunas, rampas de colúvio e planícies fluviais, de difícil diferenciação. Densidade de drenagem média, canais aluviais meandrantés. Densa rede de canais intermitentes de largura inferior a 3,0 m e profundidades de 0,5 a 1,0 m drenam a planície durante as grandes chuvas de verão.</p> <p>Constituição: predominam areias marinhas finas quartzosas, por vezes micáceas intercaladas a camadas de argilas plásticas e argilas siltosas cinza a negra, lagunares. Próximo a escarpa e dos canais de drenagem a participação de areias médias e grossas é freqüente.</p>	<p>Ocorrem processos deposicionais e erosivos.</p> <p>Os processos deposicionais associam-se ao aporte de detritos pela rede de drenagem devido a movimentos de massa. Os processos erosivos associam-se ao entalhe lateral dos canais meandrantés e à erosão das ondas nas praias. Áreas sujeitas a inundações periódicas devido ao regime pluvial e ao caráter torrencial das bacias hidrográficas e a formação de alagados devido à posição elevada do lençol freático.</p> <p>Áreas sensíveis a interferência antrópica desordenada.</p>
<p><b>PLANÍCIE FLUVIOMARINHA</b></p> <p>Altitude de até 8,0 m</p> <p>Declividade menor que 5%</p>	<p>Terrenos baixos subhorizontais. Junto ao mar tem-se comumente praias de bolso de declividade bem marcada. No interior dominam planícies de inundação e terraços fluviais, rampas de colúvio e cones de dejeção. Rede de canais meandrantés intermitentes é de baixa densidade.</p> <p>Constituição: Predominam areias marinhas finas intercaladas a camadas argilosas de ambiente lagunar. Grande participação de areias médias e grossas de origem fluvial.</p>	<p>Áreas de inundação constante, com processos de migração de canais e deposição de detritos finos.</p> <p>Áreas muito sensíveis à interferência antrópica. Destinadas à preservação.</p>
<p><b>PLANÍCIES DE MARÉ</b></p> <p>Altitudes: inferior a 1,5 m</p>	<p>Terrenos planos. Sujeitos a inundações constantes pela oscilação das marés, desenvolvidos nas bordas do estuário e de canais, ao abrigo das ondas. Drenagem difusa com canais meandrantés. Cobertos por vegetações de mangue.</p> <p>Constituição: argilas, argilas siltosas e areias finas e muito finas, ricas em matéria orgânica.</p>	<p>Áreas de inundação constante, com processos de migração de canais e deposição de detritos finos.</p> <p>Áreas muito sensíveis à interferência antrópica. Destinadas à preservação.</p>
<p><b>PLANÍCIES DE INUNDAÇÃO</b></p> <p>Altitudes variáveis de 1,0 até 12,0 m</p>	<p>Terrenos planos desenvolvidos ao longo dos principais canais de planície costeira. Têm margens íngremes que aumentam de amplitude junto às escarpas serranas onde podem atingir até 2,0 m. São feições superimpostas às Planícies Flúvio-marinhas e às Planícies Marinhas com Cordões Litorâneos. Freqüente ocorrência de brejos.</p> <p>Constituição: areias finas e médias, com camadas argilosas e silto-argilosas ricas em matérias orgânicas.</p>	<p>Associam-se processos erosivos e deposicionais. Os processos erosivos são devidos ao entalhe vertical e lateral do canal solapando as margens. A deposição predominante é de finos por decantação durante as cheias e de areias por acréscimo lateral.</p> <p>Áreas inundadas durante a estação chuvosa, podendo apresentar brejos devido ao freático elevado.</p> <p>Áreas sensíveis à interferência antrópica desordenada.</p>
<p><b>PLANÍCIE FLUVIAL</b></p> <p>Altitudes: variáveis em virtude do relevo em que ocorrem</p>	<p>Compreende a planície de inundação e baixos terraços. São terrenos planos e inclinados em direção ao canal. Têm borda abrupta cortada pela erosão do canal. Associam-se áreas alagadas e pantanosas.</p> <p>Constituição: areias, grânulos, por vezes seixos e lentes de material argilo-siltoso. Nas planícies maiores podem ocorrer grandes concentrações de áreas pantanosas.</p>	<p>Áreas inundadas durante a estação chuvosa, podendo apresentar brejos devido ao freático elevado.</p> <p>Áreas sensíveis à interferência antrópica desordenada.</p>

Figura 7.69 - Características Básicas dos Relevos de Deposição.

#### 7.4. Relevos Insulares

Aqui, consideram-se os relevos reconhecidos na Ilha de São Sebastião, onde o substrato litoestrutural é o fator que mais se destaca na configuração do relevo, visto que a resistência diferencial entre os migmatitos do Complexo Costeiro e as intrusivas alcalinas e básicas é que define as principais formas de relevo.

A morfogênese climática quaternária foi responsável pela elaboração do relevo tipo Pedimento, Morros e Depósitos Associados que bordejam a Ilha no lado noroeste e que é suportado em sua quase totalidade por migmatitos, enquanto que o relevo do tipo Montanha reflete a maior resistência das rochas alcalinas que o suporta.

A influência das rochas básicas reflete-se no relevo suportando cristas alongadas, como na região de Perequê e nos espigões que separam as praias do Bonete e Enchovas no lado sudoeste da Ilha.

A Figura 7.70 traz as características básicas dos relevos insulares.

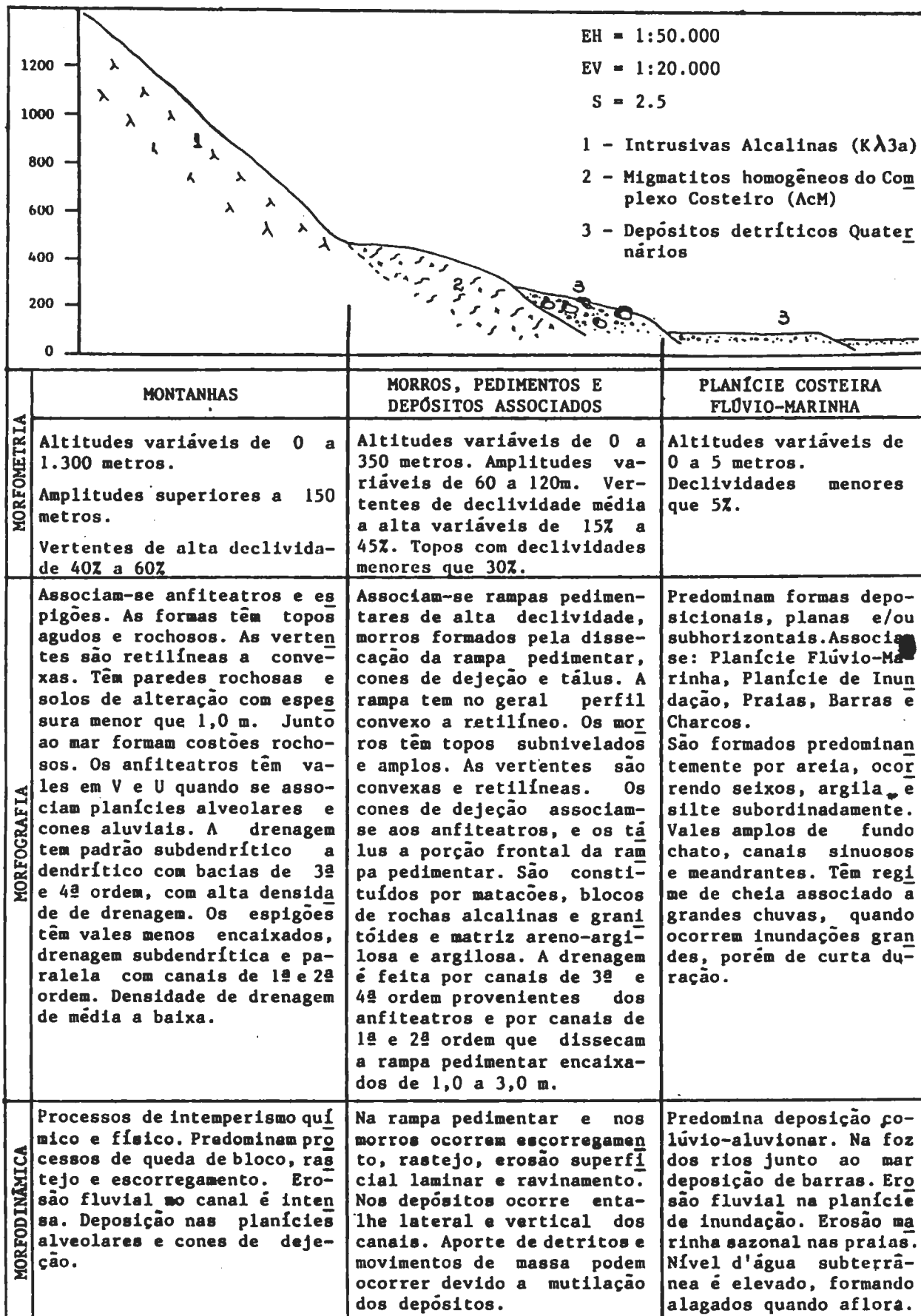


Figura 7.70 - Características Básicas dos Relevos Insulares, Ilha S. Sebastião.

MORFOGRAFIA		MORFOMETRIA			CONSTITUIÇÃO	MORFODINÂMICA
TIPOS DE RELEVO		Amplitu- des m	Declivi- dades %	Altitu- des m	Tipos de Rochas ou Sedimentos	
E R O S I V O S D E N U D A C I O N A I S	Cma Colinas Mé- dias e amplas	40 a 70	10 a 12	780 a 800	argilitos, siltitos e areni- tos argilosos (TQs)	Baixa intensidade de pro- cessos erosivos: predomi- na escoamento laminar e em sulcos; com formação de ravinas; raros escorre- gamentos.
	Cmp Colinas médias e pequenas	40 a 60	10 a 13	780 a 800	migmatitos heterogêneos de pa- leossoma xistoso (PSeM), xis- tos (PSeX) e felitos (PSeF)	
	CMT Colinas e morrotes	30 a 75	10 a 15	780 a 800	migmatitos homogêneos (AcM) e granitos e granitóides (PS <sub>2</sub> C)	
	MTp Morrotes Pequenos	40 a 90	32 a 53	Varia em cada mor- foestruc- tura	migmatitos heterogêneos (PSeM) granitos e granitóides (PS <sub>2</sub> C) migmatitos homogêneos (AcM)	Baixa intensidade de pro- cessos erosivos; ocorre: <ul style="list-style-type: none"> <li>. escoamento laminar e concentrado</li> <li>. rastejo e pequenos es- corregamentos</li> <li>. rentalhe fluvial em ca- beceiras</li> </ul>
	MTpa Morrotes peque- nos e alongados	40 a 80	20 a 60	750 a 800	migmatitos heterogêneos (PSeM) migmativos homogêneos (AcM)	
	MTpi Morrotes peque- nos isolados	20 a 40	15 a 30	750 a 800	migmatitos heterogêneos (PSeM)	
	MT Morrotes	60 a 100	13 a 32	800-850	migmatitos heterogêneos (PSeM) xistos (PSpX)	
	MTpr Morrotes Paralelos	40 a 90	23 a 50	Varia em cada mor- foestruc- tura	granitos e granitóides (PS <sub>2</sub> C)	
	MTm Morrotes e Mor- ros subnive- lados	60 a 160	13 a 40	Variá- vel	granitos (PS <sub>2</sub> C), migmatitos he- terogêneos (PSeM) e migmatitos homogêneos (AcM)	
	MTmpr Morrotes e Mor- ros paralelos	60 a 140	18 a 50	Variá- vel	migmatitos heterogêneos (PSeM)	Moderada intensidade de p- cessos erosivos: <ul style="list-style-type: none"> <li>. ravinamento no sopé d vertentes e rastejo s freqüentes</li> <li>. Escorregamentos retaci- onais e translacional</li> </ul>
	MT'mr Morrotes e Mor- ros recortados	60 a 120	20 a 40	860 a 920	granitos (PS <sub>2</sub> C)	
	M Morros	80 a 180	20 a 50	Variá- vel	granitos (PS <sub>2</sub> C) e migmatitos ho- mogêneos (AcM)	
	Mpr Morros Paralelos	70 a 180	22 a 60	Variá- vel	migmatitos homogêneos (AcM) migmatitos heterogêneos (PSeM) granitos (PS <sub>2</sub> C)	Alta intensidade de proce- sos erosivos, ocorre gene- lizadamente: <ul style="list-style-type: none"> <li>. ravinamento e reentalhe drenagem</li> <li>. rastejo, escorregament rotacionais, translaci- onais e queda de blocos</li> </ul>
Mp Morros Pequenos	80 a 160	29 a 48	Variá- vel	migmatitos homogêneos (AcM) metabasitos (AcB) granitos (PS <sub>2</sub> C)		

## CAPÍTULO 8

### O CLIMA

#### 8.1 - As Superfícies de Erosão, Pediplanos e os Pedimentos

A participação do clima como fator interveniente na gênese do relevo da área passa a ser considerada na bibliografia somente após o Congresso da UGI, de 1958, no Rio de Janeiro.

A participação de processos morfoclimáticos na elaboração do relevo serrano foi inicialmente destacado por TRICART (1959), sendo posteriormente desenvolvido por BIGARELLA et alii (1961) que passaram a interpretar os depósitos detriticos do sopé da escarpa da serracom depósitos correlativos à fase de morfogênese mecânica de clima semi-árido que ocorreram durante o Quartenário antigo.

A adoção da idéia do clima como fator interveniente na gênese do relevo muda as concepções até então existentes sobre a elaboração de superfícies erosivas, dos níveis topográficos e das planícies costeiras, na medida em que as variações paleoclimáticas quaternárias se associam a variações glacio-eustáticas do nível do mar e constituem fenômenos importantes, pois geraram registros sedimentares na forma de terraços marinhos, que são elementos cronológicos importantes para a elucidação da gênese do relevo.

Apesar de estudos específicos sobre as variações paleoclimáticas não terem sido realizados neste trabalho, procurou-se identificar a atuação do clima na morfogênese com base nos dados disponíveis na bibliografia e obtidos pelo reconhecimento de campo.

### 8.1.1 Pediplano Pd3 ou Superfície Paleogênica

A superfície de erosão mais evoluída e característica da região sudeste foi reconhecida por MORAES REGO (1930), que lhe atribuiu idade eocênica. MARTONNE (1943) denominou-a Superfície das Cristas Médias, atribuindo-lhe idade paleogênica. KING (1956), considerando sua extensão no Brasil Oriental, denominou-a Superfície Sul-Americana, com desenvolvimento no Terciário Inferior. ALMEIDA (1964) denominou-a Superfície Japi, atribuindo-lhe idade neo-cretácea, com evolução até o Terciário.

Apesar da toponímia e idades variadas atribuídas a esta superfície, os dados atuais parecem confirmar-lhe idade Paleogênica, visto que ela nivela instruções alcalinas com idades variáveis de 63 a 80 m.a, que ocorrem em diferentes níveis topográficos, o que atesta também a sua fragmentação e deformação.

Como considerou ALMEIDA (1964), a elaboração desta superfície ter-se-ia iniciado no final do Cretáceo e se estendido até o início do Terciário, atingindo sua expressão máxima durante o Eoceno, como considerou MORAES REGO (1930). A partir desse período ela foi flexurada e falhada, principalmente na região do vale do Paraíba, processos estes que se deram possivelmente no Oligoceno e, no máximo, no Mioceno Inferior, em virtude da idade atribuída às camadas mais antigas da Bacia de Taubaté (COUTO e MEZALIRA, 1971).

A disposição topográfica da Superfície Paleogênica, Pediplano Pd3, é variável na região sudeste estando na região cristalina, normalmente em costas entre 1100 e 1300 m, nivelando as cristas serranas.

Sobre o planalto de Campos do Jordão e Serra da Bocaina, ela pode atingir altitudes de 2000 a 2100 m, atestando sua deformação por flexuras e falhamentos como proposto por FREITAS (1956a) e demonstrado por ALMEIDA (1964).

### 8.1.2 Pediplano Pd1 ou Superfície Neogênica

A presença de superfícies erosivas embutidas na Superfície Paleogênica tem sido largamente observada no sudeste brasileiro. Tais superfícies foram classificadas por AB'SABER (1960) como superfícies intermontanas, ou interplanálticas, e seu desenvolvimento tem sido atribuído ao Neogeno. Assim, consideram MORAES REGO (1930), MARTONNE (1943), FREITAS (1944, 1951), RUELAN (1944), KING (1956) e vários outros estudiosos que já a haviam observado.

KING (1956) inclui essas superfícies interplanálticas no denominado Ciclo de Erosão Velhas, considerando que, este, raramente atingiu uma fase de aplainamento generalizado, desenvolvendo-se principalmente ao longo dos principais vales, onde caracteriza um relevo ondulado, cuja superfície foi dissecada pelo entalhe fluvial dos ciclos subsequentes.

Visto o consenso entre os diversos autores sobre o período de evolução dessa superfície, adotar-se-á aqui a denominação de Pediplano Pd1, ao invés de Superfície Neogênica (MARTONNE 1943), para caracterizar os níveis de aplainamento interplanálticos observados na Região Sudeste, independentemente, de denominações locais, dadas pelos diversos autores que a reconhecem e estudaram.

A altitude desta superfície na Região Sudeste é variável de

700 a 1000 m de altitude.

Sua gênese tem sido associada à existência de resistentes soleiras locais ou à zonas de falhas. Seu desenvolvimento é considerado contemporâneo à época na qual os processos tectônicos foram ativos, como mostram as bacias tafrogênicas de São Paulo, Taubaté e Rezende, tornando-se difícil associar essas superfícies a um único ciclo e conhecer precisamente suas idades, pois não encontrou-se ainda depósitos correlativos datáveis.

Na região costeira essa fase morfoclimática de elaboração de superfície erosiva foi responsável pela elaboração do nível Monte Serrat-Santa Terezinha (ALMEIDA, 1953), que se desenvolveu na região de Santos em altitudes de 200-220m, apresentando reflexos em toda a região litorânea.

### **8.1.3 Pedimentos e níveis de terraços**

A partir do Quaternário o relevo da Região Sudeste foi modelado por processos morfogenéticos ligados a sucessões ou alternâncias de períodos úmidos e períodos secos, que foram capazes de criar condições tais que nos permitem identificar e caracterizar as formas resultantes como possuidoras de uma certa unidade paleogeográfica recente. Nesses modelados, a permanência de condições úmidas favoreceu os processos de meteorização química, responsáveis pela elaboração de espessos mantos de regolito, pelo desenvolvimento de solos vermelhos e amarelos, latossólicos e podzólicos, sobre os quais se instalou a floresta. Alternativamente, períodos secos de ruptura de equilíbrio biológico facultaram a instalação de processos mecânicos



e, conseqüentemente, da erosão e do transporte dos mantos de regolitos e solos elaborados nos períodos úmidos precedentes. As sucessões de mantos de colúvio nas baixas encostas, e o entulhamento das calhas aluviais, como materiais removidos das encostas, constituem aspectos generalizados desse modelado, atualmente dominado por condições úmidas (MOREIRA, 1977).

Esse modelado de rápidas alternâncias climáticas imprimiu na paisagem do interior do continente, principalmente ao longo dos principais vales, uma sucessão de pedimentos e terraços que foram correlacionados aos interglaciais quaternários. Os principais estudos sobre a evolução quaternária dos pedimentos e terraços deve-se a BIGARELLA, MARQUES FILHO, AB'SABER (1961) BIGARELLA e MOUNSINHO (1965) AB'SABER (1969), podendo-se considerar também os trabalhos de CRUZ (1974), MELO E PONÇANO (1983) e IPT (1986).

É necessário destacar ainda que as oscilações climáticas quaternárias também tiveram expressão na zona costeira, onde estes processos se manifestaram pela oscilação do nível marinho. As transgressões e regressões marinhas permitiram o desenvolvimento de depósitos detriticos litorâneos, os quais tem sido correlacionados à sequência dos interglaciais quaternários.

Os depósitos quaternários da planície costeira são representados por sedimentos pleistocênicos marinhos da Formação Cananéia (SUGUIO e PETRI, 1973), sedimentos marinhos holocênicos da transgressão Santos (SUGUIO e MARTIN 1978a e 1978b), sedimentos finos de origem mista flúvio-lagunares e de baía, denominados Formação Ilha Comprida (PONÇANO et alii, 1981).

MARTIN, SUGUIO e FLEXOR (1979) ao se referirem as formações sedimentares de origem marinha reconhecem a ocorrência de dois epi-

sódios transgressivos. O mais antigo denominado Transgressão Cananéia, teria ocorrido a 120.000 A.P. e seria responsável pela formação de cordões litorâneos com altitudes variáveis de 5 a 6 m, nas proximidades do mar, e de 9 a 10 m, próximos à escarpa, constituindo a Formação Cananéia. O mais recente corresponderia a Transgressão Santos, ocorrida nos últimos 6.000 anos A.P., sendo que os depósitos associados a ela formariam cordões com altitudes inferiores a 3 ou 4 m. Esta transgressão seria correlacionável à Transgressão Flandriana.

Além dos depósitos pleistocênicos e holocênicos reconhece-se também depósitos correlativos à morfogênese atual, representados pelas praias, planícies de maré e planícies de inundação.

## 8.2 - A Ação dos Paleoclimas

A literatura reconhece, de modo mais evidente, a ocorrência de duas fases de formação de superfícies erosivas, cabendo a BIGARELLA, MOUSINHO e da SILVA (1965) a caracterização de três fases de erosão que corresponderiam aos pediplanos Pd3, Pd2 e Pd1.

Neste estudo adota-se esta proposta, uma vez que ela tem se mostrado como muito eficiente no estudo do relevo em nosso território. Assim, procura-se estabelecer a relação entre as fases de pediplanação e a elaboração de subnivelamentos observados nos tipos de relevo reconhecidos, associando as fases de clima úmido o entalhe e a dissecação do relevo.

A fase de morfogênese árida, responsável pela elaboração do Pediplano Pd3, estende-se do final do Cretáceo até o Cenozóico, durante o Paleoceno e Eoceno.

Esta fase corresponderia a formação da Superfície Erosiva Paleogênica, que teria sido posteriormente deformada e deslocada devido a processos neotectônicos. Esta superfície é reconhecida na área, mais comumente, pelo subnivelamento de picos e interflúvios, sendo restrita a ocorrência de relevos remanescentes correlatos à época de seu desenvolvimento.

Neste estudo considera-se como relevo correlativo à esta fase de pediplanação o tipo Morrotes Pequenos, que ocorre em diferentes situações topográficas e morfoestruturais, porém quase sempre na borda do planalto, e o relevo do tipo Morrotes e Morros, subnivelados a 1450 m, que ocorre no alto da Serra de Quebra-Cangalha, na Morfoestrutura homônima.

A fase de pediplanação Pd1 é admitida como tendo ocorrido no início do Pleistoceno, durante o glacial Nebrascan/Danube. Nesta fase de semi-aridez teriam se desenvolvido de modo remontante ao longo dos principais vales relevos rebaixados e subnivelados; condicionados por soleiras locais, de sorte que desenvolveram-se em diferentes altitudes, sendo porém sua característica comum a superimposição e discordância com relação aos relevos estruturais.

Na bacia do Rio Tietê os relevos Colinas Médias e Amplas, Colinas Médias e Pequenas, Colinas Médias, Pequenas e Morrotes, e os Morrotes, são considerados exclusivos desta fase de pediplanação, pois desenvolvem discordantemente e de modo superimposto aos relevos estruturais das Morfoestruturas Moji das Cruzes e Alto Tietê-Paraibuna.

Na bacia do Rio Paraibuna, na Morfoestrutura Alto Tietê-Paraibuna, delimita-se o relevo Morrotes e Morros como correlativos à esta fase de pediplanação, os quais, no entanto, não são um tipo ex-

clusivo deste evento.

Na bacia do Rio Paraíba, na intersecção das falhas de Taxaquara, Alto da Fartura e do Lineamento do Rio Putins, tem-se o desenvolvimento de ampla área de relevo do tipo Morros Paralelos, que teriam sido subnivelados entre 700-750 m durante o evento de pediplanação Pd1, sendo que as amplitudes e o grau de dissecação hoje observados são reflexos da erosão remontante causada pela subsidência da morfoestrutura na qual está contida a Bacia de Taubaté.

Associados a este evento de pediplanação teríamos ainda os relevos de Morrotes e Morros da bacia do Rio Una, a sudoeste de Taubaté.

Em relação a pediplanação Pd2, que teria ocorrido no Plioceno, durante o glacial Biber, não se reconhece na área relevos específicos assim como para as outras duas fases.

Contudo, atribui-se a esta fase a elaboração de subnivelamento observado nas bacias dos rios Paraibuna e Paraitinga. Na bacia do Rio Paraitinga, na morfoestrutura homônima, esta fase de pediplanação seria responsável pelo subnivelamento a 900-950 m dos relevos Morrotes e Morros Paralelos, Morrotes Paralelos, Morrotes e Morros, e Morrotes e Morros Recortados.

Na Morfoestrutura Alto Tietê-Paraibuna o evento de pediplanação teria subnivelado os relevos Morros Paralelos do vale do Paraibuna e o relevo de Morros, que domina a bacia do Alto do Tietê, sendo também responsável pela regressão das escarpas que separam o Planalto Paulistano da Morraria de Paraibuna.

A atividade morfogenética do clima não se restringiu aos períodos semi-áridos, embora os efeitos destas épocas sejam mais marcantes. As fases de morfogênese úmida associam-se os entalhes acen-

tuados da drenagem, que teriam sido responsáveis pelas inúmeras capturas que ocorreram na região, controladas pelas direções estruturais NNW que acabaram se superimpondo aos controles estruturais regionais de direção ENE.

No Terciário, as fases de modelado úmido ocorreram no Mioceno e no Interglacial Biber-Danube, que foram também períodos de grande intensidade de atividade neotectônica, como é assinalado na literatura e como foi constatado por RICCOMINI (1989) no estudo dos rifts da região, quando reconheceu que na fase úmida miocênica se depositaram os sedimentos da Formação São Paulo, e no interglacial, Biber-Danube, ocorreu a deposição da Formação Pindamonhagaba, ambas associadas a fácies de canais meandrantés.

A deposição nestes períodos úmidos evidenciam o caráter subsidente da porção central do Graben e de soerguimento em suas bordas, que funcionaram como áreas fontes. A deposição de sedimentos dentro de um período úmido só poderia ocorrer se condicionada ao comportamento neotectônico diferencial entre morfoestruturas, já que nos períodos úmidos de biostasia o fornecimento de detritos é pequeno.

A ação morfogenética do clima semi-árido durante o Quaternário após o evento de pediplanação Pd1, não teve duração nem intensidade suficiente para a elaboração de superfícies erosivas extensas, de sorte que o resultado de sua ação foi restrito aos vales onde se formaram pedimentos e níveis de terraços, que em virtude de suas dimensões e duração de desenvolvimento escapam do objetivo da abordagem Sintético-Histórica aqui adotada, sendo alvo preferencial dos estudos em escalas grandes e de detalhe, ou seja da abordagem Analítico-Dinâmica.

## CAPÍTULO 9

### A NEOTECTÔNICA

#### 9.1 Evidências Reconhecidas

Deve-se salientar que uma das questões mais discutidas na bibliografia refere-se a participação da tectônica na evolução do relevo da área e, em particular, das escarpas serranas, ou seja, as formas são resultantes de processos neotectônicos, ou simplesmente refletem uma tectônica preterita sendo as feições hoje observadas apenas resultado da erosão diferencial.

Esta questão é até hoje discutida, pois ainda não há um completo conhecimento sobre a ação da tectônica na região serrana, isso ocorre porque recentemente é que os estudos sobre neotectônica estão recebendo a atenção de estudiosos brasileiros.

MARTONNE (1950) foi opioneiro na adoção da idéia da participação da neotectônica na formação das escarpas serranas atribuindo à gênese da Serra do Mar, na região de Cubatão, o deslocamento de blocos rígidos. Para ele (p.1284) "um desnível tão acentuado e tão pouco atenuado pela erosão, porém favorecido por um clima úmido, não pode ser devido senão a uma falha bastante recente; as capturas estão em plena função e não podem datar de muito, pois o aprofundamento das nascentes desviadas apenas começou".

Ele considerou que a feição da serra se deve ao deslocamento de um bloco rígido trabalhado sobretudo, por tensões longitudinais, mas também transversais, numa zona de curvatura litorânea do

continente. O movimento de fraturas desgastou esse rebordo em lascas, permitindo o avanço do mar até Cubatão.

Dentro dessa concepção ele apresenta um esquema do deslocamento dos blocos tectônicos que estão representados na Figura 9.71.

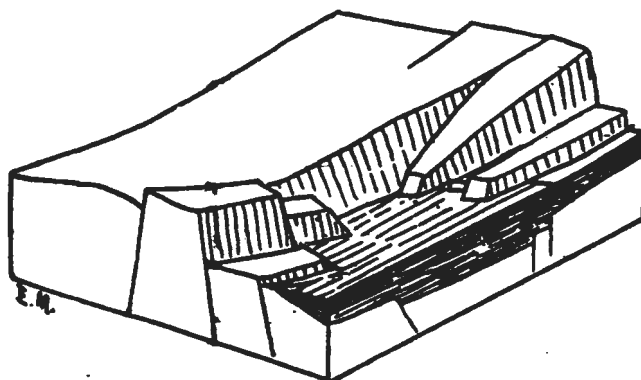


Fig. 3 — Esquema dos deslocamentos da serra do Mar de Santos.

Figura 9.71 — Esquema dos deslocamentos de blocos estruturais da Serra do Mar em Cubatão. Segundo MARTONNE (1950).

FREITAS (1944, p. 16-18) relaciona " a remodelação da linha de costa brasileira meridional, a partir do Jurássico, com o esfacelamento dos restos Gonduana paleozóica, o qual parece ter sido efetuado por rejuvenescimento de falhas correspondentes a antigos dobramentos laurencianos, escalonados e orientados segundo NE-SW. Es-

sas falhas operaram do sul do Espírito Santo até Santa Catarina, gerando diversos patamares paralelos, com lado abrupto sobre a linha de costa, e cujo degrau mais alto formou a conhecida Serra do Mar".

FREITAS (1944) considera que os argumentos em favor da tese de geomorfogênese da Serra do Mar ser dada por falhas rejuvenescidas e escalonadas, são de ordem exclusivamente geomorfológica e fisiográfica, já que a atuação intensiva dos processos intempéricos e erosivos destruíram ou mascararam as evidências litoestruturais.

Esse autor considera que as principais evidências geomorfológicas desses falhamentos são dadas pelo alinhamento da serra, pela existência de cristas paralelas e pela presença de patamares. Esses patamares, Figura 9.72, acham-se dispostos de modo escalonado, crescendo em altitude para o continente, de sorte que os primeiros se encontram, em parte, submersos e formando ilhas; os seguintes formam os maciços isolados, e, os mais altos constituem as escarpas da Serra do Mar.

FREITAS (1944; p.30) considera que essa morfologia originou-se por fenômenos de epirogênese, causados por movimentos de tensão, que acomodam o escudo-arqueano brasileiro meridional do Jurássico ao começo do Cenozóico.

FREITAS (195fb) amplia suas idéias sobre a participação da tectônica moderna na configuração do Escudo Brasileiro retomando suas idéias de 1944 sobre a Serra do Mar, como sendo um escadaria de blocos de falhas; salienta ainda que a maioria dos geomorfólogos e geólogos da época também encaram a Serra do Mar como um acidente tectônico formado por falhamentos do tipo normal, produzidos por movimentos de tensão no Escudo Brasileiro, citando dentre estes MARTONNE (1943), RUELLAN (1944), LEONARDOS e OLIVEIRA (1943), MACK



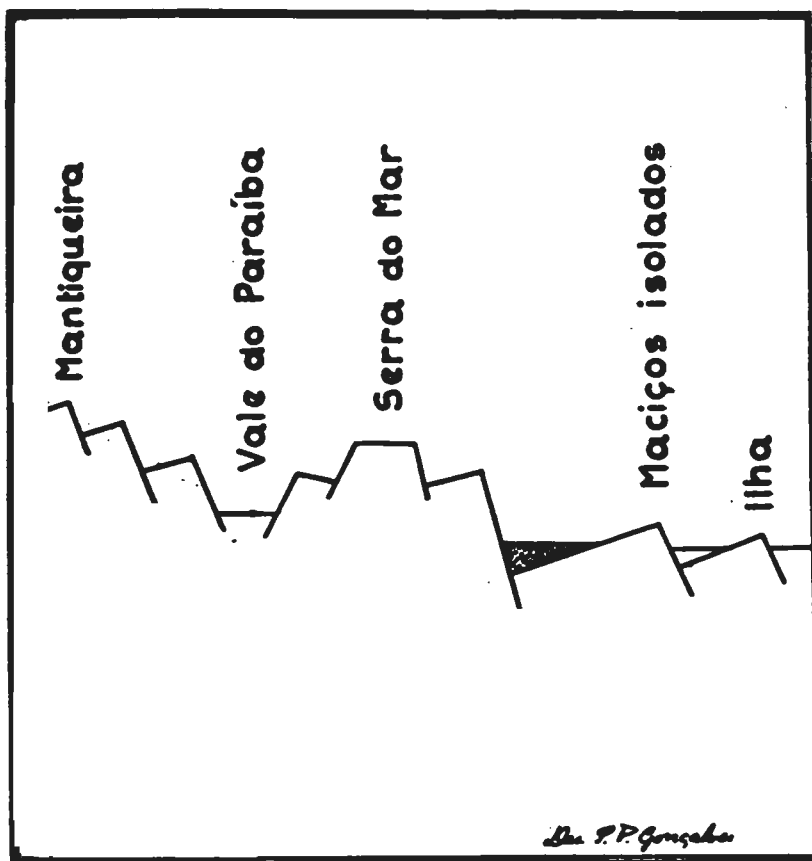


Figura 9.72 - Esquema de geomorfogênese da Serra do Mar e Mantiqueira. Segundo FREITAS (1944).

(1946) e BRASJNIKOV (1947). Assinala também que, a única hipótese que considera a Serra do Mar como um acidente gliptogênico deve ser atribuída a MORAES REGO (1932), embora FREITAS acreditasse que a erosão, graças ao abrupto da topografia, desempenhasse um papel importante.

Dentre os argumentos de ordem fisiográfica e geomorfológica apontados por FREITAS (1951b), como testemunhos dos falhamentos intervenientes na gênese do relevo da Serra do Mar, tem-se:

- alinhamento das cristas;
- bordas retilíneas;
- vales suspensos;
- assimetria do relevo;
- coincidência da topografia com a direção de xistosidade;
- adaptação de drenagem;
- ausência de correlação entre a morfologia e a resistência da rocha.

FREITAS (1951b) considerava também que o soerguimento positivo da costa, que estaria se processando desde o fim do Pleistoceno, seria o responsável pela elaboração dos terraços marinhos de abrasão, reconhecidos por ele nos níveis de 5-10 m, 50-60 m, 100 m e 220 m.

AB'SABER (1954), ao se referir sobre a participação de falhamentos no modelado do relevo paulista, admite a existência de duas gerações de falhamentos:

- Uma primeira fase, talvez do Eoceno, porém, não mais antiga que o Cretáceo. Os falhamentos dessa fase teriam se desenvolvido segundo as direções antigas do complexo cristalino e seriam responsáveis pelo abatimento tectônico dos blocos do Escudo Brasileiro.

- Uma segunda fase, caracterizada por deformações menores, e rejeitos modestos, seria responsável pela gênese de certas irregularidades locais ou sub-regionais. Essas falhas teriam direções variáveis, às vezes perpendiculares às estruturas maiores. Esse evento seria possivelmente do fim do Terciário (Plioceno ?).

Os estudos sobre a participação de movimentos neotectônicos na gênese do relevo passam a ser alvo dos trabalhos somente após a década de 70, ou mais precisamente a partir do trabalho de ALMEIDA (1967 e 1969) sobre a Reativação Wealdeniana da Plataforma Sul-Americana. Este evento constitui-se em importante processo tectono-magmático, quando as antigas estruturas do embasamento foram reativadas e outras se originaram, associando-se também processos magmáticos do tipo fissural, e intrusões de formas diversas e de variada natureza petrográfica. Foi um diastrofismo do tipo germanótipo, que produziu sobretudo movimentação de falhas sem que dessem origem a dobramentos importantes.

Para ALMEIDA et alii (1981 p. 101) "A reativação iniciou-se em fins do Jurássico, a julgar-se pelas datações de suas mais antigas manifestações magmáticas. O magmatismo em São Paulo parece ter terminado no Eoceno. Os processos diastróficos culminaram no Cretáceo Inferior. Movimentação vertical, com soerguimentos epirogenéticos e abatimento de blocos de falhas, realizou-se no Planalto Atlântico em São Paulo e regiões próximas ainda no Cenozóico, dando origem a depressões tafrogenéticas do Vale do Paraíba e da Bacia de São Paulo, assim como os elevados relevos das Serras do Mar e Mantiqueira".

A partir do trabalho de ALMEIDA (1969), estudos de caráter local vieram acrescentar informações sobre o comportamento tectônico

da região em tempos Meso-Cenozóicos.

SADOWSKI (1974, p. 85) referindo-se a zona de falha de Cubatão, supõe, a partir de evidências geomorfológicas, a existência de atividade ou reativações tectônicas dessa estrutura durante o Quaternário, citando as seguintes evidências:

- "No alto da Serra entre Zanzala e Campo Grande ocorre uma faixa com morros arredondados baixos, imersos em sedimentos de granulção grossa, fortemente lixiviados e com pequeno rebaixo das cristas em relação às áreas vizinhas (aproximadamente 20 m) o que faz supor a existência de um bloco abatido",

- "No litoral, uma das evidências é a presença dos maciços litorâneos, ou seja, conjunto de morros com cristas médias entre 200 e 300 m situado em frente a escarpa da Serra do Mar, e que RUELLAN (1944) assim denominou ao estudar a Bacia de Guanabara. Como estas cristas possuem praticamente a mesma estrutura e litologia dos maciços da Serra, a hipótese de uma erosão diferencial como causa da sua existência não é justificável".

Além dessas evidências SADOWSKI (1974) nota ainda a existência, em subsuperfície, de sedimentos marinhos lagunares sobre solos residuais de rochas metamórficas, considerando que tal situação indicaria uma subsidência bastante rápida entre os Maciços Litorâneos e as encostas da Serra do Mar, visto que a erosão não chegou a remover os solos residuais.

RIDEG (1974 p. 235) identificou cinco episódios de atividade tectônica nas zonas de falha por ele estudadas, mostrando haver coincidência de atividade ao longo do tempo nessas zonas de fraqueza crustal.

Assim, caracterizou dois episódios antigos e três a partir

do Mesozóico, sendo um por volta de 130 milhões de anos, durante o Cretáceo, outro no Terciário, que teria reflexos nos sedimentos da Bacia de São Paulo, e um último, que não data, mas considera posterior aos colúvios que recobrem os sedimentos terciários.

RIDEG (1974) refere-se ainda a possibilidade de que durante o último episódio, os movimentos tenham sido de caráter vertical e que teriam rebaixado o bloco a norte da Falha de Cubatão, e o bloco a sul da zona Cataclástica de Freires-Jurubatuba, havendo portanto um soerguimento do bloco entre as falhas de Cubatão e Freires-Jurubatuba. Apesar de reconhecer a reativação de antigas zonas de falhas durante os tempos cenozóicos, RIDEG (1974) não tece nenhuma consideração sobre os reflexos dessa atividade na evolução das escarpas serranas.

Atualmente, a reativação de antigos falhamentos transcorrentes pré-cambrianos, durante o período Meso-Cenozóico, é fato inconteste e descrito por diversos autores, e dentre eles, SADOWSKI (1974), HASUI e PONÇANO (1978) e RELATÓRIO IPT n. 18.480 (1983).

No que se refere ao comportamento tectônico da região da Serra do Mar e da planície costeira, também são de interesse os trabalhos de FÚLFARO, SUGUIO e PONÇANO (1974) e SUGUIO e MARTIN (1976), que a partir das diferenças morfológicas observadas no litoral paulista tecem considerações sobre esses movimentos durante os tempos cenozóicos.

Para explicar as diferenças morfológicas da linha da costa SUGUIO e MARTIN (1976) utilizam o modelo de inflexão continental, proposto por BOURCART (1949 in SUGUIO e MARTIN, 1976), identificando, a partir Terciário, três estágios.

O estágio inicial corresponderia a um período de inflexão

com soerguimento da zona continental e subsidência na parte submersa. Tal atividade da plataforma teria ocorrido durante o Terciário.

Sugere um estágio de fraturamentos nos pontos onde as tensões foram mais acentuadas. Nessa fase teria surgido a Serra do Mar no continente e a Zona de Falha na porção oceânica. A erosão desenvolve-se proporcionalmente ao soerguimento e a sedimentação ocorre nas áreas de grabens continentais e na Bacia de Santos.

Os autores admitem que o estágio de fraturamento não foi contínuo, e que durante os períodos de interrupção o mecanismo de inflexão tenha se renovado. Contudo, eles constataam que não se reconhece, durante o Holoceno, fenômenos de inflexão, de sorte que a última transgressão se superimpõe a uma característica de subsidência prévia da linha de costa, dando a morfologia hoje observada.

ALMEIDA (1976), ao analisar a evolução tectônica da margem continental atlântica, considera as seguintes etapas, que teriam relações com a evolução da Serra do Mar:

a) Entre o Jurássico Superior e o Cretáceo Inferior teriam ocorridos fenômenos possivelmente de origem termal no manto, com subsequente fraturamento provocado por tensões associadas ao abundante vulcanismo do tipo toleítico. Na borda continental o sistema de falhas e a flexura existente permitiram o desenvolvimento da Falha de Santos e concomitantemente o início da subsidência da Bacia de Santos.

b) Durante o Aptiniano um mar epicontinental, associado a clima desértico, penetra no rift original, de modo que há grande precipitação de evaporitos na porção inferior da Bacia de Santos, nesse tempo não se formara ainda a Serra do Mar, que emerge no local da Falha de Santos e desde então vem recuando por erosão.

c) Entre o Senoniano e o Paleoceno tem desenvolvimento uma ativa fase tectônica, acompanhada de magmatismo alcalino durante o eo-Senoniano e entre o Campaniano e Paleoceno, época a partir da qual tem início a formação dos rifts continentais.

Durante o fim do Cretáceo e o Eoceno ocorre o estabelecimento de clima semi-árido, que condicionou o desenvolvimento de ampla superfície erosiva, que tem sido descrita por diversos autores que estudaram a região sudeste.

Após a elaboração dessa superfície, ALMEIDA (1976) considera que a partir do Oligoceno, ela foi deformada por flexura e falhamentos, principalmente na região dos grabens da Guanabara e do Paraíba, associando-se a importante movimentação de blocos de falhas nas Seras da Mantiqueira e do Mar.

ALMEIDA (1976) admite que durante o Plioceno ocorre nova fase de pulsação tectônica que afeta a Serra do Mar, ao mesmo tempo em que se forma a Bacia de São Paulo e se acentua a subsidência na Bacia de Taubaté e Resende. Este período é marcado por uma acentuada ascensão epirogenética, com intensa erosão e sedimentação, que caminha para o aspecto moderno do relevo.

ASMUS (1981) considera que as feições geológicas gerais, estruturais e estratigráficas mesozóicas e cenozóicas da região sudeste, apresentam um caráter impar dentro do quadro geral da margem continental brasileira.

A evolução da região, hoje ocupada pela margem continental na Bacia de Santos, tem início a partir da intrusão crustal de um sistema litotérmico durante o Jurássico e o Triássico.

Durante esse processo inicial ocorre um soerguimento crustal, que é evidenciado pela ausência de sequências continentais e

lacustres na Bacia de Santos.

No eo-Cretáceo inicia-se a formação do rift, tipo arco vulcânico, com vulcanismo básico associado, registrando-se esse evento tanto na parte emersa, Formação Serra Geral da Bacia do Paraná, como na Bacia de Santos.

A partir do Turaniano tem-se um predomínio de movimentos epirogenéticos, ocorrendo soerguimento na faixa de rochas pré-cambrianas e de subsidência, na região da Bacia de Santos, o que é evidenciado pela deposição de uma sequência marinha.

Durante o Cenozóico, como resposta a esse jogo de esforços verticais opostos, principalmente durante o Eoceno e o Plioceno, ocorrem rupturas da crosta ao longo de antigas falhas de direções nordeste, com deslizamento gravitacional de blocos crustais, gerando assim as escarpas das Serras do Mar e da Mantiqueira, bem como das bacias, em hemigrábens, de Taubaté e Resende.

Esses dois últimos trabalhos, de caráter bastante amplo, chamam a atenção ao que se refere a época de formação da Serra do Mar. Para ALMEIDA (1976) esta teria se formado antes do Senoniano, no local da Falha de Santos, recuando por erosão até sua posição atual; enquanto que para ASMUS (1981) a Serra do Mar seria resultante de deslizamentos gravitacionais que se deram durante o Eoceno e o Plioceno.

RICCOMINI (1989) ao estudar os rifts do sudeste reconhece quatro fases de evolução tectônica, as quais relaciona diferentes fácies de sedimentação. A primeira, a fase de Extensão Inicial, é caracterizada pela reativação de falhas brasileiras de direção ENE, com soerguimento e subsidência de blocos que ocorreriam concomitantemente com a deposição da Formação Resende (fácies de leques alu-



viais e canais entrelaçados) e da Formação Tremembé (fácies de lago). Esta fase teria se desenvolvido do final do Cretáceo Superior ao Oligoceno, podendo ser correlacionada a segunda fase da Reativação Wealdeniana de ALMEIDA, (1967).

Após este evento seguiu-se a fase de Transcorrência Sinistral, que se estendeu por todo o Neogeno sendo caracterizada por falhamentos de direção NNW, com soerguimentos locais e adernamentos de blocos estruturais. Nesta fase estariam se depositando a Formação São Paulo (fácies de canais meandantes), a Formação Itaguaquecetuba (fácies de leques aluviais e canais entrelaçados) e a Formação Pin-damonhangaba (fácies de canais meandantes).

No Quaternário ocorreram as fases de Transcorrência Dextral, com formação de Falhas NNE e movimentação de blocos durante todo o Pleistoceno, e Extensão Final durante o Holoceno.

## 9.2 A Movimentação Diferencial das Morfoestruturas

A ação da neotectônica tem sido considerada por diversos autores, embora a grande maioria dos trabalhos procurem reconhecer os seus efeitos na distribuição e caracterização dos depósitos detríticos das bacias tafrogênicas de São Paulo e Taubaté.

Por sua vez, os estudos geomorfológicos são antigos e não incorporaram os novos conhecimentos sobre a geologia da área, de sorte que tratam das deformações tectônicas posteriores à elaboração do Pediplano Pd3 de forma genérica, ou de maneira muito localizada, não dando uma interpretação morfoestrutural.

Para a análise do papel da neotectônica como fator de interação na elaboração dos relevos da área, adotou-se as premissas de

PENCK (1953) e as dos autores soviéticos, que consideram que as formas estruturais raramente são explicadas somente em virtude da heterogeneidade litológica, estando condicionada a fenômenos de neotectônica da crosta, os quais são os responsáveis pela expressão da estrutura do relevo.

Com base nessa premissa é que se considerou que os relevos do tipo Morros, Serras e Montanhas, que em sua quase totalidade são suportados por granitos e granitóides sintectônicos, são reflexos de um comportamento neotectônico ascensional contínuo, como se evidencia nas morfoestruturas da Serra do Campo Grande, Serra dos Monos e Jurubatuba.

Por outro lado, este tipo de relevo na Morfoestrutura da Serra de Quebra-Cangalha evidencia, de modo mais claro, o caráter ascensional contínuo deste bloco tectônico, uma vez que migmatitos do Complexo Embu estão elevados a 1400 m de altitude, numa situação onde o relevo não pode ser atribuído a resistência diferencial das rochas.

Na Morfoestrutura do Alto do Tietê-Paraibuna, a presença do relevo Morros, Serras e Montanhas reflete o caráter ascensional desta morfoestrutura durante determinado período de sua evolução, tendo hoje um caráter residual, diferenciando-se das morfoestruturas anteriormente comentadas.

A ocorrência do relevo Morros, Serras e Montanhas na Morfoestrutura do Vale do Paraitinga, onde é suportado por migmatitos do Complexo Embu e por granitos e granitóides sintectônicos mostra um caráter anômalo uma vez que é difícil determinar com precisão se tal ocorrência é um relevo residual ou de um pequeno bloco tectônico cuja falha limite, a sul, ainda não teria sido identificada nos es-

tudos geológicos. Tal estrutura deve estar associada ao vale do Ribeirão Palmital, que passa na localidade de Redenção, na medida em que se observa um forte alinhamento de drenagem a facetas triangulares em seu vale.

Esses relevos elevados e dissecados, hoje observados na área, iniciaram seu desenvolvimento pela movimentação neotectônica ao longo das estruturas brasileiras de direção nordeste, durante a segunda fase da Reativação Wealdeniana de ALMEIDA (1969), e corresponderia à fase de Extensão Inicial de RICCOMINI (1989), que condicionou a deformação e a destruição do Pediplano Pd3 e a formação dos rifts da região sudeste a partir do Paleogeno.

Ainda segundo RICCOMINI (1989), após este evento seguiu-se a fase de Transcorrência Sinistral, a qual se caracterizou pelo desenvolvimento de falhas de direção NNW, que propiciaram a formação de soleiras e soerguimentos locais. A nosso ver esta fase tectônica iniciaria a movimentação diferencial nas morfoestruturas, com velocidades e intensidades distintas, capazes de provocar adernamentos. Esta fase se estenderia ao longo do Quaternário, embora atenuada. Esses movimentos residuais corresponderiam às fases de calma tectônica que RICCOMINI (1989) denominou Transcorrência Dextral e Extensão Final.

A fase de formação das falhas de direção NNW é uma fase importante na evolução do relevo da área, na medida em que foi contemporânea à fase de morfogênese úmida miocênica, quando predominavam processos de entalhe fluvial. A movimentação tectônica dessa época provocou variação de nível de base, devido a movimentação entre blocos estruturais, que acabou intensificando a erosão remontante e as capturas fluviais ao longo dessas estruturas. A captura mais espetá-

cular é a do Rio Tietê-Paraibuna que desviou grande parte da drenagem da região para a bacia de Taubaté, intensificando assim a sedimentação.

A deformação estrutural neotectônica, que se instala a partir do Mioceno, vai favorecer a morfogênese semi-árida que ocorreu durante o glacial Biber, pediplanação Pd2, que foi responsável pela completa separação das bacias do Tietê e de Paraibuna, formando-se, nesta época, devido ao recuo paralelo das vertentes, a escarpa que separa as unidades fisiográficas Planalto Paulistano e Morraria do Paraibuna.

Também é necessário comentar a influência da neotectônica na assimetria dos vales da região, que apresentam sistematicamente vertentes íngremes voltadas para sul e vertentes suaves voltadas para o norte. Tal característica, quando comparada a orientação da rede de drenagem, que flui para oeste e sudoeste, salvo o Rio Paraíba após o cotovelo de Guararema, mostra caráter anômalo, tendo em vista a atuação da Força de Coriolis.

Esta força, no hemisfério sul, condiciona o deslocamento dos rios para a esquerda e portanto deveria condicionar nos vales uma assimetria inversa à observada. Este fato, segundo JAIN (1980), só é possível onde o fator tectônico supera a ação da Força de Coriolis.

A estes fatos somam-se ainda o encaixamento dos meandros do Rio Paraibuna e os degraus que ele sistematicamente apresenta em seu perfil longitudinal, nos locais onde atravessa a falha de Natividade, que limita a Morfoestrutura da Serra do Campo Grande.

A movimentação neotectônica diferencial e o adernamento das morfoestruturas são também fatores importantes para a explicação da morfologia da linha de costa e das diferenciações observadas na se-

dimentação holocênica.

Na Morfoestrutura Juqueriquerê, a movimentação diferencial resultante da maior velocidade e intensidade de soerguimento da porção nordeste da morfoestrutura durante os últimos 120.000 anos A.P., idade atribuída à Transgressão Cananéia, acabou determinando a diferenciação observada na tipologia das planícies costeiras observadas no trecho. Assim, a menor velocidade de soerguimento seria observada na porção sudoeste, visto que a linha de costa tem caráter de submersão com planícies flúvio-marinhas pequenas, praias de bolso e costões, enquanto que a maior velocidade de soerguimento na porção nordeste seria responsável pela maior taxa de sedimentação e pelas dimensões da planície de Caraguatatuba.

Como já mencionado anteriormente, a movimentação neotectônica foi também responsável pela diferenciação na sedimentação e na morfologia das planícies costeiras nas morfoestruturas de Ubatuba e Jurubatuba. Na região de Santos, a conformação estrutural permitiu a configuração de um estuário profundo que vem sendo progressivamente colmatado.

## CAPÍTULO 10

### CONSIDERAÇÕES FINAIS

#### 10.1 Os Eventos Morfogenéticos

Com base nas informações obtidas na bibliografia, nos dados da análise da compartimentação morfoestrutural, e das informações sobre o significado dos tipos de relevo como resultantes dos processos de interação entre o clima, os movimentos neotectônicos e o substrato litoestrutural, pode-se procurar estabelecer os eventos e etapas que marcaram a evolução das morfoestruturas da área de estudo. Os resultados são apresentados nas Figuras 10.73 a 10.75.

A Figura 10.76 integra e sumaria os eventos climáticos, erosivos-denudacionais, neotectônicos e de sedimentação que marcaram a evolução do relevo da área de estudo durante os tempos cenozóicos.

#### 10.2 Discussão dos Resultados

Com base nos resultados obtidos neste estudo deve-se ressaltar que o uso da perspectiva de complementariedade é um aspecto importante nos estudos da natureza, uma vez que permite ao profissional encarar os trabalhos anteriores como caminhos já percorridos sem os quais ele não poderia contribuir em sua produção e nem aprimorar o conhecimento.

Tal fato evidencia a necessidade de estudos preliminares bem elaborados, com perspectivas metodológicas definidas, em que hipóteses de campo sejam estabelecidas com o intuito de gerar novos conhecimentos, uma vez que os objetivos a serem alcançados sejam claros e assim se minimizem os custos dos projetos.

Neste aspecto considera-se que o uso da abordagem Sintético-Histórica atingiu seus objetivos, na medida em que forneceu resultados significativos. Tal abordagem mostrou que a utilização do modelo morfoclimático de evolução do relevo é complementar à análise morfoestrutural, sendo ambos indispensáveis ao estudo geomorfológico.

Permitiu também definir uma compartimentação morfoestrutural para a área de estudo e reconhecer que os movimentos neotectônicos, como fator interveniente na gênese do relevo, atuam tanto na morfogênese como na dinâmica atual.

No que se refere a cartografia, os resultados foram significativos na medida em que permitiram representar os tipos de relevo e sua articulação espacial pelas rupturas de declive; diferenciar as rupturas de declive positivas quanto a sua gênese; delimitar as áreas de domínio e de remanescentes de superfícies erosivas e identificar as morfoestruturas.

Contudo, deve-se ressaltar que em consequência das limitações gráficas da reprodução em branco e preto os resultados cartográficos obtidos ficaram prejudicados, pois não se pôde representar de modo eficiente nem as informações topográficas, nem as curvas de nível, uma vez que sobrecarregariam o mapa. Assim, adotou-se representar os pontos cotados para indicação de altimetria e do mínimo necessário de informações topográficas.

	TIPOS DE RELEVOS	SIGNIFICADO PALEOCLIMÁTICO	COMPORTAMENTO NEOTECTÔNICO
SERRA DO QUEBRA CANGALHA	MORROS, SERRAS E MONTANHAS, com amplitudes variáveis de 100 a 200 m. Altitudes de 1.000 a 1.350 m. ESCARPA EM ANFITEATRO, amplitudes locais de até 400 m.  MORROTES E MORROS, subnivelados a 1.400 - 1.450 m  MORROS PARALELOS, subnivelados a 1.000 - 1.050 m. Amplitudes locais de 80 a 140 m.	Relevos profundamente dissecados desde a época de deformação do Pediplano Pd3.  Remanescente soerguido do Pediplano Pd3.  Relevo subnivelado na época da Pediplanação Pd2 e posteriormente entalhado.	Morfoestrutura com soerguimento intenso do Paleoceno ao Plioceno.  Após o evento da pediplanação Pd2 o soerguimento foi moderado, porém contínuo.
SERRA DO CAMPO GRANDE	MORROS, SERRAS E MONTANHAS Altitudes variáveis de 1.000 a 1.500m. Amplitudes de 100 a 420m.  MORROTES E MORROS, subnivelados a 750 - 830m. Amplitudes de 60 a 140m.	Relevos profundamente dissecados desde a época de deformação do Pediplano Pd3.  Relevo subnivelado na época da Pediplanação Pd1, formando grandes alvéolos a montante da falha de Cubatão. Circunda o relevo de Morros, Serras e Montanhas. Foi dissecado no Quaternário.	Morfoestrutura com soerguimento contínuo e intenso do Paleoceno ao glacial Nebraskan. Após a pediplanação Pd1 o soerguimento continua, porém com intensidade fraca a moderada.
SERRA DOS MONOS	MORROS, SERRAS E MONTANHAS Altitudes 900 - 1.000m. Amplitudes de 90 - 220m.  MORROS PARALELOS E SERRAS ASSIMÉTRICAS Amplitudes 60 a 180m. Subnivelados a 800 - 850m.  MORROTES E MORROS Amplitudes 60 a 140m. Subnivelados a 700 - 750m. Obs.: Neste relevo ocorre mancha de sedimento expressiva.  MORROS PARALELOS Amplitudes de 70 a 160m. Subnivelados a 750 - 800m.  MORROTES Amplitudes 60 a 100m. Subnivelados 750 - 800m.	Relevos profundamente dissecados desde a época da deformação do Pediplano Pd3.  Relevos associados a Falha Cubatão-Taquara.  Relevos subnivelados na pediplanação Pd1, que avançam de modo remontante sobre os relevos estruturais, Morros Serras e Montanhas.  Relevos entalhados no Quaternário.	Morfoestruturas de soerguimento contínuo do Paleoceno ao glacial Nebraskan, quando se desenvolve fase de pediplanação Pd1 que avança sobre relevo estrutural.  O soerguimento diferenciado do relevo Morros Paralelos e Serras Assimétricas barram o Paraibuna, que se superpõem formando alvéolos durante o glacial Nebraskan.  Durante o Quaternário o soerguimento se mantém, porém com fraca intensidade. O entalhe acentuado deve-se a subsidência da morfoestrutura que aloja a bacia de Taubaté, fato que justifica a deposição aluvionar intensa do rio Paraíba.
SERRA DO JAMBEIRO	MORROS PARALELOS E SERRAS ASSIMÉTRICAS. Amplitudes de 90 a 220m. Altitudes de 900 - 1.000m.  MORROS Amplitudes de 80 a 180m. Subnivelados a 780 - 800m.  MORROS PARALELOS Amplitudes de 70 a 160m. Subnivelados a 750 - 800m.  MORROTES E MORROS Amplitudes de 60 a 140m. Subnivelados a 700 - 750m.	Relevo profundamente dissecado desde a época da deformação do pediplano Pd3.  Relevos subnivelados na fase da pediplanação Pd1 e dissecados durante o Quaternário.	Morfoestrutura de soerguimento contínuo do Paleoceno ao glacial Nebraskan, que favoreceu a captura do rio Una durante a Interglacial B-D.  Atenuação do soerguimento durante o glacial Nebraskan. Retomada do entalhe devido a manutenção da subsidência na bacia de Taubaté durante o Quaternário.
VALE DO PARAITINGA	MORROS, SERRAS E MONTANHAS Altitudes 950 - 1.200m. Amplitudes 70 - 180m.  MORROS E MORROTES Amplitudes 50 a 140m. Subnivelados a 900 - 1.000m.  MORROTES E MORROS PARALELOS Amplitudes 60 a 140m. Subnivelados a 800 - 900m.  MORROS DISSECADOS Amplitudes 100 a 180m. Subnivelados a 800 - 900m.  MORROS Amplitudes 70 a 160m. Subnivelados a 700 - 780m.	Relevo profundamente dissecado desde a época da deformação do pediplano Pd3, forma também relevos residuais isolados.  Relevos subnivelados durante a pediplanação Pd2 e posteriormente entalhado.  Relevo subnivelado pela pediplanação Pd2, entalhado no Interglacial B-D, durante a captura do Rio Una.  Relevo subnivelado pela pediplanação Pd1, formando alvéolo do Rio Una, dissecado no Quaternário.	Morfoestrutura de soerguimento contínuo e intenso do Paleoceno ao Glacial Biber. Atenuação do soerguimento que favorece o pleno desenvolvimento do pediplano Pd2.  Retomada do soerguimento, porém de fraca intensidade durante o Quaternário.  O entalhe do relevo Morros e Morros Dissecados se deve a manutenção da subsidência na Bacia de Taubaté.

Figura 10.73 - Eventos Morfogenéticos reconhecidos nas Morfoestruturas da Serra do Quebra Cangalha, Serra do Campo Grande, Serra dos Monos, Serra do Jambreiro e Vale do Paraitinga.



	TIPOS DE RELEVOS	SIGNIFICADO PALEOCLIMÁTICO	COMPORTAMENTO NEOTECTÔNICO
ALTO TIETÊ - PARAIBUNA	<p>MORROTOS PEQUENOS Amplitudes de 40 a 80m Subnivelados a 1.000 - 1.100m</p> <p>MORROS, SERRAS E MONTANHAS Amplitudes de 100 a 200m Altitudes de 1.000 a 1.200m</p> <p>MORROS Amplitudes de 80 a 180m Subnivelados a 900 - 1.000m</p> <p>MORROS PARALELOS Amplitude 80 a 180m Subnivelados 900 a 1.000m</p> <p>ESCARPA EM ANFITEATRO Amplitudes 300 a 400m</p> <p>MORROS E CRISTAS Amplitudes 80 - 200m Altitudes 900 - 1.000m</p> <p>MORROTOS E MORROS Amplitudes 60 a 120m Subnivelados 800 - 900m</p> <p>MORROTOS Amplitudes 60 a 90m Subnivelados 800 - 820m</p> <p>COLINAS MÉDIAS, PEQUENAS E MORROTOS Amplitudes 30 a 75m Subnivelados 800 - 820m</p> <p>ESCARPAS EM ESPIGÃO Amplitude 1000m</p> <p>PLANÍCIE MARINHA ESTUARINA, deposição de sedimentos das transgressões Cananéia e Santos. Grandes extensões de planícies de maré. Terrações marinhos e cordões litorâneos.</p>	<p>Remanescentes da Pediplanação Pd3</p> <p>Relevo residual formado pela deformação e dissecação do Pd3</p> <p>Relevos subnivelados na pediplanação Pd2</p> <p>Escarpa formada na pediplanação Pd2</p> <p>Relevos residuais da pediplanação Pd2</p> <p>Relevo subnivelado na pediplanação Pd1 erosão remontante a partir da falha de Cubatão, que condiciona a formação de grande alvéolo. Entalhe no Quaternário.</p> <p>Relevos subnivelados na pediplanação Pd1 erosão remontante aos relevos estruturais Morros, Serras e Montanhas.</p> <p>Relevo dissecado devido a presença de zonas de fraqueza associadas a falhas.</p> <p>Deposição pleistocênica e holocênica</p>	<p>Morfoestrutura de soerguimento pronunciado no Paleoceno deformando a superfície de pediplanação Pd3.</p> <p>Durante o mioceno atenua-se o soerguimento, porém a dissecação do relevo é acentuada devido às condições de clima úmido. Ocorrem capturas condicionadas a linhas de fraqueza NNW.</p> <p>A partir do glacial Biber os movimentos ascensionais são tênues permitindo o amplo desenvolvimento da superfície de pediplanação Pd2, quando ocorre o recuo paralelo de vertentes e a formação da escarpa que separa o Planalto Paulistano do Planalto de Paraibuna.</p> <p>A ascensão tectônica tênue favorece o pleno desenvolvimento da pediplanação Pd1, uma erosão prolongada da Serra do Mar e o afogamento da linha de costa onde se instala o estuário santista na época da Transgressão Santos.</p>
MOJI DAS CRUZES	<p>MORROTOS PEQUENOS Amplitudes 40 - 80m Subnivelados 750 - 800m</p> <p>MORROTOS PEQUENOS ALONGADOS Amplitudes 40 a 80m Subnivelados 750 - 800m</p> <p>MORROTOS PEQUENOS ISOLADOS Amplitudes 20 a 40m Subnivelados 750 - 800m</p> <p>MORROTOS E MORROS PARALELOS Amplitudes 60 a 140m Altitudes 820 - 890m</p> <p>COLINAS MÉDIAS E AMPLAS Amplitudes 40 a 70m Subnivelados 780 - 800m</p> <p>COLINAS MÉDIAS E PEQUENAS Amplitudes 40 a 60m Subniveladas 780 - 800m</p> <p>MORROTOS E MORROS Amplitudes 60 a 160m Subnivelados 730 - 800m</p> <p>MORROS E CRISTAS Amplitudes 100 a 120m Altitudes 780 - 820m</p> <p>MORROTOS PARALELOS Amplitudes 40 a 80m Altitudes 850 - 900m</p> <p>ESCARPAS EM ANFITEATRO Amplitude de 700 a 800m Área dos Anfiteatros 1,6 a 9,0 Km<sup>2</sup></p>	<p>Remanescentes da pediplanação Pd3. Na fase de pediplanação Pd1, esses relevos foram parcialmente rebaixados.</p> <p>Relevo residual das fases de pediplanações sucessivas.</p> <p>Relevos subnivelados durante a fase de pediplanação Pd1 (glacial Nebraskan). Entalhados no Quaternário.</p> <p>Relevos residuais isolados devido a maior resistência do substrato, granitos, quartzitos, durante a fase de pediplanação Pd1.</p> <p>Escarpa de linha de falha.</p>	<p>Morfoestrutura de soerguimento muito fraco, possivelmente tenha tido movimentos de subsidência durante o Mioceno, quando teriam-se depositados sedimentos da Fm. São Paulo.</p> <p>A movimentação ascensional parece ter sido retomada de modo mais intenso na Interglacial B-D e durante a fase de pediplanação Pd1, quando praticamente a morfoestrutura foi totalmente subinvelada na área.</p>

Figura 10.74 - Eventos Morfogenéticos reconhecidos nas Morfoestruturas de Alto Tietê-Paraibuna e Moji das Cruzes.

	TIPOS DE RELEVOS	SIGNIFICADO GENÉTICO	COMPORTAMENTO NEOTECTÔNICO
UBATUBA	<p>MORROTOS PEQUENOS Amplitudes de 40 a 90m Subnivelados 970 - 1000/800/900m</p> <p>MORROS PEQUENOS Amplitudes de 80 a 140m Subnivelados 850 - 900m</p> <p>MORROS E CRISTAS Amplitudes 120m Altitudes 900 - 1100m</p> <p>ESCARPAS EM ANFITEATROS Amplitudes de 850 a 1000m Área dos Anfiteatros: Superiores a 10 Km<sup>2</sup></p> <p>PLANÍCIES FLÚVIO-MARINHAS. Deposição de sedimentos marinhos da Transgressão Santos</p>	<p>Remanescentes isolados da pediplanação Pd3.</p> <p>Remanescentes isolados da pediplanação Pd3, dissecados pela drenagem pretérita e atual.</p> <p>Relevos residuais da pediplanação Pd2.</p> <p>Relevos formados por dissecação a partir do Plioceno.</p> <p>Deposição a partir do Holoceno.</p>	<p>Morfoestruturas de soerguimento muito fraco, condicionando seu afogamento no Holoceno.</p>
JUQUERIQUERÊ	<p>MORROTOS PEQUENOS Amplitudes 40 - 90m Subnivelados 650 - 730m</p> <p>MORROS PEQUENOS Amplitudes 100 - 160m Subnivelados a 650 - 730m</p> <p>ESCARPAS EM ESPIGÕES Amplitudes 600 - 700m</p> <p>ESCARPAS EM ANFITEATROS Amplitudes 600 - 700m Área do Anfiteatros: de 4 a 9 Km<sup>2</sup></p> <p>PORÇÃO NORDESTE - Terraços Marinhos, Planície Marinha com cordões litorâneos e Planície de Inundação.</p> <p>PORÇÃO SUDOESTE - Planícies Flúvio-Marinhas tipo Juqueí e tipo Boiçuçanga</p>	<p>Remanescentes do pediplano Pd3, rebaixado.</p> <p>Remanescentes do pediplano Pd3, rebaixado e dissecado pelas drenagens pretéritas.</p> <p>Relevos formados por entalhe fluvial a partir do Plioceno.</p> <p>Deposição marinha das Transgressões Cananéia (pleistocênica) e Santos (holocênica). Erosão e deposição fluvial (holocênica e atual).</p> <p>Deposição marinha da Transgressão Santos (holocênica), erosão e deposição fluvial (holocênica e atual).</p>	<p>Morfoestrutura com movimento de subsidência a partir da deformação do Pd3, no Paleoceno.</p> <p>Mudança de sentido de movimentação passando a ter caráter ascensional.</p> <p>Movimento de soerguimento com basculamento, com maior intensidade ascensional no lado nordeste, pelo menos a partir de Sangonian, estendendo-se o movimento até o recente.</p>
JURUBATUBA	<p>MORROTOS PEQUENOS Amplitudes 40 - 80m Subnivelados a 850 - 900m</p> <p>MORROS, SERRAS E MONTANHAS Amplitudes 100 - 220m Altitudes 1000 a 1200m</p> <p>MORROS Amplitudes 60 a 180m Altitudes 900 a 1100m</p> <p>ESCARPAS EM ANFITEATROS Amplitude 920 a 1050m Área dos Anfiteatros: de 3,0 a 12,0 Km<sup>2</sup></p> <p>Terraços Marinhos, Planície Marinha, com Cordões Litorâneos e Planície de Inundação</p>	<p>Remanescentes da pediplanação Pd3 isolados.</p> <p>Relevo soerguido pelo menos desde o Paleoceno. Sua posição na morfologia da área não é clara, podendo ser uma morfoestrutura pequena, faltando dados geológicos para uma melhor definição.</p> <p>Relevos formados por entalhe e dissecação fluvial a partir do Plioceno, já que não se observam remanescentes do pediplano Pd2.</p> <p>Deposição marinha das Transgressões Cananéia (pleistocênica) e Santos (holocênica). Erosão e deposição fluvial (holocênica e atual).</p>	<p>Morfoestrutura com movimento ascensional contínuo, porém de menor intensidade que a morfoestrutura Alto Tietê-Paraibuna, já que remanescentes da pediplanação Pd3 estão desnivelados nestas duas morfoestruturas.</p> <p>O caráter ascensional estende-se até o recente, condicionando a formação de Planície Marinha com cordões litorâneos.</p> <p>A morfoestrutura indica tênue basculamento quaternário com maior intensidade de de soerguimento no lado nordeste, favorecendo a formação de planícies marinhas com ampla faixa de deposição de cordões litorâneos enquanto que a menor intensidade na porção sudoeste, região de Santos, favorece o desenvolvimento do estuário.</p>

Figura 10.75 - Eventos Morfogênicos reconhecidos nas Morfoestruturas de Ubatuba, Juqueriquerê e Jurubatuba.

M.A.	PERÍODO	ÉPOCA	GLACIAIS INTERGLACIAIS	CLIMA	FASES TECTÔNICAS E COBERTURAS DETRÍTICAS CONTINENTAIS (RICCOMINI, 1979)	EVENTOS MORFOGENÉTICOS							
						PLANALTO, ENCOSTAS SERRANAS E PLANÍCIE COSTEIRA							
0,01	QUATERNÁRIO	PLEISTOCENO		Úmido	EXTENSÃO FINAL	TRANSORRÊNCIA DEXTRAL Formação de falhas NNE. Movimentação de blocos. Movimentação residual das morfoestruturas.	Entalhe generalizado, formação de rampas de colúvio e de aluviões em planícies de inundação. Transgressão Santos, afogamento da linha de costa e formação do Estuário Santista. O posterior rebaixamento de -2m do nível do mar até seu nível atual, associado a disponibilidade de sedimentos e ao comportamento neotectônico contemporâneo das morfoestruturas Ubatuba, Juqueriquerê, Jurubatuba e Alto Tietê-Paraibuna, condicionaram uma deposição marinha diferenciada dando origem a atual linha de costa onde se diferenciam também formas de origem fluvial e gravitacional.						
			Winsconsinian	Semi Árido			Formação de cones de dejeção e tálus e de terraços com cascalhos. Regressão marinha com estabilização do nível do mar na costa -110m. Erosão e destruição parcial dos depósitos da formação Cananéia e entalhe de canais na plataforma continental.						
			Sangamonian	Úmido			Fase de pedogênese úmida, entalhe e arredondamento das formas de relevo. Transgressão Cananéia, cuja maior intensidade de deposição foi controlada pela disponibilidade de sedimentos e pela movimentação diferencial das morfoestruturas.						
			Illinoian	Semi Árido			A sucessão de fases de clima semi-árido e úmido foram responsáveis pela formação de níveis de pedimentos e de depósitos correlativos dos tipos cone de dejeção e tálus, no sopé da Serra do Mar, e de terraços com cascalho nos vales do planalto. Os condicionantes morfoestruturais e o comportamento neotectônico diferencial foram responsáveis pela formação de diferentes tipos de escarpas da Serra do Mar.						
			Yarmouthian	Úmido			Entalhe e dissecação das superfícies erosivas (Pd1) dando início à formação dos relevos de Colinas, Morrotes e Morros, cujo grau de amplitude de relevo é consequência da variação de intensidade de movimentação das morfoestruturas.						
			Kansas	Semi Árido			FASE DE PEDIPLANAÇÃO Pd1: Elaboração de superfícies erosivas embutidas que viriam a formar os relevos: Colinas Médias e Amplas; Colinas Médias Pequenas e Morrotes; Morrotes e Morros. Entulhamento de vales nas morfoestruturas de comportamento negativo. Na Zona Costeira, elaboração da superfície Monte Serrat - Santa Terezinha (Pd1), sincrônica à elaboração do pedimento (P3), o qual associa-se à ruptura de declive negativa da costa 200-220m, e deposição de corpo de tálus no sopé da Serra do Mar.						
			Aftonian	Úmido									
			Nebraskan	Semi Árido									
			1,8	TERCIÁRIO			NEOGENO	PLIOCENO	Interglacial B-D	Úmido	TRANSORRÊNCIA SINISTRAL Formação de falhas NNE, soerguimento local e adernamento de blocos estruturais	Formação Pindamonhangaba (fácies canais meandantes)	- Entalhamento generalizado, dissecação do relevo, intensificação do entalhe das escarpas serranas; - aprofundamento do entalhe no relevo Morros, Serras e Montanhas, soerguimento intenso e contínuo na morfoestrutura Alto Tietê-Paraibuna.
									Glacial Biber	Semi Árido		Formação Itaquaquetuba (fácies de leques aluviais e canais entrelaçados)	FASE DE PEDIPLANAÇÃO Pd2: recuo paralelo de vertentes, formação de escarpa que separa a bacia do Tietê-Paraibuna. Subnívelamento do relevo das bacias do Alto Tietê, Paraibuna e Paraitinga.
PALEOGENO	MIOCENO				Úmido	EXTENSÃO INICIAL Reativação de falhas brasilianas de direção ENE, soerguimentos e subsidência de blocos	Formação São Paulo (fácies de canais meandantes)	- Dissecação do relevo, entalhe fluvial acentuado, encaixamento da drenagem, formação de vales ao longo de linhas estruturais, capturas ao longo da direção NNW, favorecidas pelo abatimento de blocos do interior do graben. Barramentos, separação das bacias do Tietê e Paraibuna. Início de dissecação do relevo Morros, Serras e Montanhas e da Escarpa Serrana.					
		Oligoceno			Semi Árido		Formação Tremembé (fácies de lago)	- Soerguimento, fraturamento e deformação do pediplano Pd3, formação do hemigraben e das morfoestruturas com movimentação diferencial de sentido e intensidade. Início de formação da Serra do Mar.					
		Eoceno			Árido		Formação Rezende (fácies de leques aluviais e canais entrelaçados)	- Pediplanação intensa e generalizada, formação do pediplano Pd3 (superfície Paleogênica), subnívelamento dos relevos: Morros Pequenos, Morrotes Pequenos Alongados, Morrotes Pequenos Isolados.					
		Paleoceno											
65	CRETÁCEO SUPERIOR												

Figura 10.76 - Etapas e Eventos Reconhecidos na Evolução Morfogenética Regional.

Os estudos realizados evidenciaram também algumas das questões que necessitam ser investigadas em nível de detalhe, por meio da utilização da abordagem Analítico-Dinâmica, para melhor se compreender o todo do relevo da região, seja no que se refere a sua história evolutiva ou ao seu comportamento dinâmico. Assim propõe-se:

- Reavaliar a morfoestrutura Jurubatuba, na medida em que os relevos observados, tanto no planalto como na escarpa serrana, não são plenamente explicados com base nos dados geológicos disponíveis.
- Uma análise comparativa da morfologia dos vales e dos depósitos fluviais nas diferentes morfoestruturas, com o objetivo de avaliar seu compartamento neotectônico durante o Quaternário.
- Analisar as Escarpas da Serra do Mar nas diversas morfoestruturas, com o objetivo de fornecer uma caracterização detalhada da influência do substrato litoestrutural na morfologia e na dinâmica atual.
- Analisar a influência das variações de pluviosidade na tipologia e intensidade dos processos morfogenéticos atuais, nos diferentes tipos de relevo, levando-se em consideração também o zoneamento da pluviosidade no Planalto Atlântico.
- Fazer datações e correlações entre os depósitos de sopé da serra e dos depósitos da planície costeira.

## REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- AB'SABER, A.N. - 1954 - Geomorfologia do Estado de São Paulo. In: Aspectos Geográficos da Terra Bandeirante. Rio de Janeiro, IBGE.p. 1-97.
- AB'SABER, A.N. - 1955 - Contribuição a Geomorfologia do Litoral Paulista. Rev. Bras. Geogr., Rio de Janeiro, 17 (1): 3-48.
- AB'SABER, A.N. - 1956 - A Terra Paulista. Bol. Paul. Geogr., São Paulo, (23): 5-38.
- AB'SABER A.N. - 1960 - Tópicos geomorfológicos da necessidade de uma pluralidade de critérios para a melhor classificação do relevo brasileiro. Not. Geomorfológica. Campinas, (6):64-72.
- AB'SABER, A.N. - 1962 - A Serra do Mar e o Litoral de Santos. Notícia Geomorfológica. Campinas, (9/10): 70-77.
- AB'SABER, A.N. - 1965 - A Serra do Mar e o Litoral de Santos. An Acad. Bras. Cienc., Rio de Janeiro, 37(Supl.): 395-405.
- AB'SABER, A.N. - 1965b - A evolução geomorfológica. In: A Baixada Santista; aspectos geograficos. São Paulo, EDUSP, p.49-66.
- AB'SABER, A.N. - 1966 - Revisão dos conhecimentos sobre o horizonte subsuperficial de cascalhos inhumados do Brasil Oriental. Not. Geo-

morfológica. Campinas 6 (11):59-80.

AB'SABER, A.N. - 1967 - Domínios Morfoclimáticos e províncias fito geográficas do Brasil. *Orientação*. São Paulo, 3:45-48.

AB'SABER, A.N. - 1968 - Bases Geomorfológicas para o Estudo do Quaternário no Estado de São Paulo. São Paulo, Inst. Geogr., USP. Tese.

AB'SABER, A.N. - 1969 - Um Conceito de Geomorfologia a serviço das pesquisas sobre o Quaternário. *Geomorfologia*, São Paulo (18):23p.

AB'SABER, A.N. - 1969b - Uma Revisão do Quaternário Paulista: do presente para o passado. *Rev. Bras. Geogr.* Rio de Janeiro, 31(4):1-51.

AB'SABER, A.N. e BERNARDES, N. - 1958 - Vale do Paraíba. Serra da Mantiqueira e arredores de São Paulo. *Engenharia, Mineração e Metalurgia*, Rio de Janeiro 23 (133): 284-292.

AB'SABER, A.N. e BIGARELLA, J.J. - 1961 - Considerações sobre a geomorfogenese da Serra do Mar no Paraná. *Bol. Paranaense de Geografia*, Curitiba (4/5): 94-110.

ALMEIDA, F.F.M. de - 1951 - A propósito dos Relevos Policíclicos na Tectônica do Escudo Brasileiro. *Bol. Paulista de Geografia*, São Paulo (9): 3-18.

ALMEIDA, F.F.M. de - 1953 - Considerações sobre geomorfogênese da Serra de Cubatão. *Bol. Paulista de Geografia*, São Paulo, (15): 3-17.

ALMEIDA, F.F.M. de - 1955 - As camadas de São Paulo e a tectônica da Serra da Cantareira. *Boletim da Sociedade Brasileira de Geologia*, São Paulo, 4(2): 23-40.

ALMEIDA, F.F.M. de - 1958 - O Planalto Paulistano. In: *A Cidade de São Paulo*. São Paulo, AGB. p. 113-167.

ALMEIDA, F.F.M. de - 1964 - Os Fundamentos Geológicos do Relevo Paulista. *Bol. do Inst. Geol.*, São Paulo, (41): 169-263.

ALMEIDA, F.F.M. de - 1967 - Origem e Evolução da Plataforma Brasileira. *Bol. Div. Geol. Min.*, Rio de Janeiro (241): 1-36.

ALMEIDA, F.F.M. de - 1969 - Diferenciação Tectônica da plataforma brasileira. In: *Congresso Brasileiro de Geologia*, 23, Salvador. *Anais*. Salvador, SBG. p. 29-46.

ALMEIDA, F.F.M. de - 1976 - The system of continental rift bording of Santos Basin, Brazil. *International Symposium on Continental Margins of Atlantic Type*. São Paulo, 1975. *An. Acad. Bras. Cienc.*, São Paulo, 48 (supl.) 15-26.

ALMEIDA, F.F.M. de, et alii - 1975 - O Lineamento de Alem Paraíba. *An Acad. Bras. Ci.*, Rio de Janeiro, 47 (3-4): 5-75.

ALMEIDA, F.F.M. de et alii - 1981 - Mapa Geológico do Estado de São Paulo 1:500.000. São Paulo, IPT. 126p. (IPT Publicação 1184) (Série Monografias 6).

ASMUS, H.E. - 1981 - Relacionamento Genético de feições geológicas de margem continental do sudeste brasileiro e da área continental emersa adjacente. In: Simpósio Regional de Geologia, 3, Curitiba, Atas, Curitiba, S.B.G. Núcleo de São Paulo. V.1, p. 263.

ASMUS, H.E. e FERRARI, A.L. - 1978 - Hipótese sobre a causa do tectonismo cenozóico na Região Sudeste do Brasil. In: RECONHECIMENTO GLOBAL DA MARGEM CONTINENTAL. Rio de Janeiro, PETROBRAS, Centro de Pesquisas e Desenvolvimento. p. 75-88 (Projeto REMAC, 4)

BACCARO, C.A.D. - 1982 - Os processos de movimentos de massa e evolução das vertentes na Serra do Mar em Cubatão. S.P. Dissertação de Mestrado, 165 p.

BIGARELLA, J.J.; MARQUES, P.L.; AB'SABER, A.N. - 1961 - Ocorrência de pedimentos Remanescentes nas faldas da Serra do Iquererim (Guarua, SC). Bol. Paran. Geogr. Curitiba (4-5): 82-93.

BIGARELLA, J.J.; ANDRADE, G.O. de - 1965 - Contribution to the study of the Brazilian Quaternary. In: WRIGHT, H.E. Jr. & FREY, D.G. International studies on the Quaternary. New York. p. 433-451. (Geol. Soc. Am. Spe. Paper).



BIGARELLA, J.J. e MOUSINHO, R. - 1965a - Contribuição ao estudo da Formação Pariquera-Açu (Estado de São Paulo). Bol. Paran. Geogr. Curitiba (16-17): 17-41.

BIGARELLA, J.J. e MOUSINHO, M.R. - 1965b - Considerações a respeito dos terraços fluviais, rampas de colúvio e várzeas. Bol. Paran. Geogr. Curitiba (16/17): 153-197.

BIGARELLA, J.J. e MOUSINHO, R. - 1965c - Significado paleogeográfico e paleoclimático dos depósitos rudáceos. Bol. Paran. Geogr. Curitiba (16/17): 7-16.

BIGARELLA, J.J.; MOUSINHO, M.R.; e SILVA, J.X. - 1965 - Processes and environments of the Brazilian Quaternary. In: SYMPOSIUM ON COLD CLIMATES PROCESSES AND ENVIRONMENTS. Fairbanks, 1965.

BIGARELLA, J.J.; MOUSINHO, M.R.; SILVA, J.X. - 1965 - Pediplanos e pedimentos e seus depósitos correlativos no Brasil. Boletim Paraense de Geografia, (16/17):117-151.

BISTRICHI, C.A. et alii - 1981 - Mapa geológico do Estado de São Paulo; escala 1:500.000. In ALMEIDA, F.F.M. de Mapa geológico do Estado de São Paulo; 1:500.000, texto. São Paulo, IPT. 2v. (IPT Publicação 1184) (Série Monografias 6).

BOUCART, J. - 1949 - la Theorie de la flexure continentale. C.R. Congr. Intern. Geogr. Lisbonne, t. II: 167-190.

BRAUN, D.P.G. - 1970 - Contribuição à Geomorfologia do Brasil Central. Rev. Bras. de Geografia. 32(3):3-39. Rio de Janeiro.

BROWN JR., K.S. e AB'SABER, A.N. - 1979 - Ice-age forest Refuges and evolution in the neotropics: correlation of paleoclimatological, geomorphological and pedological data with modern biological endemism. Paleoclimas. São Paulo, 5.

CARNEIRO, C.D.R. et alii - 1979 - Evolução Geológica do Pré-Cambriano da Baixada Santista. In: Simpósio Regional de Geologia, 2, Rio Claro. Atas... São Paulo, SBG, Núcleo São Paulo, 1980. v.1 p.31-46.

CARVALHO, M.G.R.F. - 1984 - Contribuição ao estudo da dinâmica atual do Morro da Península em Guarujá-SP. Dissertação de Mestrado. Depto de Geografia. F.F.L.C.H. - USP. 147p.

CAVALCANTE, J.C. e KAEFER, L.Q. - 1974 - Geologia da folha de Santos, parcial. In: CONGRESSO DE GEOLOGIA, 28. Porto Alegre, 1974. Anais... Porto Alegre. S.B.G. v.4: 227-246.

CHIODDI FILHO, C. et alii - 1983 - Geologia e Recursos Minerais das Falhas Natividade da Serra e Caraguatatuba. In: Primeira Jornada sobre a Carta Geológica do Estado de São Paulo em 1:50.000, São Paulo. Pró-Minério, 1983 p.8-30.

CHRISTOFOLETTI, A. - 1966 - Concepções interpretativas na gênese das cascalheiras intertropicais. Ciência e Cultura. São Paulo, 18 (2): 209-210.

CHRISTOFOLETTI, A. - 1968 - A significação das cascalheiras nas regiões quentes e úmidas. *Notícia Geomorfológica*, Campinas, 8 (15): 42-49.

CHRISTOFOLETTI, A. - 1974 - *Geomorfologia*. São Paulo. Ed. Edgar Blucher Ltdd.

CORDANI, U.G. e KAWASHITA, K. - 1971 - Estudo geocronológico pelo método Rb/Sr de rochas graníticas intrusivas no Grupo Açungui. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 25. São Paulo, 1971. Anais. São Paulo, SBG. v.1 p.105-110.

CORDANI, U.G. et alii - 1974 - Geologia da Região de Cruzeiro e Cachoeira Paulista e sua importância na interpretação da evolução tectônica do Vale do Paraíba. *Geologia - Ciência - Técnica*. São Paulo (6):9-30.

COUTINHO, J.M.V. - 1971 - O Falhamento de Cubatão. In: Cong. Bras. de Geologia 25. São Paulo. Resumo das Comunicações. SBG (Bol. Esp. 1).

COUTINHO, J.M.V. - 1972 - Petrologia do Pré-Cambriano em São Paulo e arredores. *Bol. Inst. Geol. Astrof. São Paulo*, 3:5-99.

COUTINHO, J.M.V. - 1980 - Relações litológicas e estruturais entre a Bacia de São Paulo e o pré-cambriano circunvizinho. In: Mesa Redonda Sbre Aspectos Geológicos e Geotécnicos da Bacia Sedimentar de São Paulo. São Paulo, SBG. p. 15-23 (Pub. Esp. SBG-SP/ABGE N 3).

COUTO, C. de P. e MEZZALIRA, S. - 1971 - Nova conceituação geocronológica de Tremembé, Estado de São Paulo, Brasil. An. Acad. Bras. Ciênc. Rio de Janeiro, 43 (Suplemento):473-488.

CRUZ, O. - 1974 - A Serra do Mar e o litoral na área de Caraguatatuba: contribuição a geomorfologia litorânea e tropical. São Paulo. IGEOG-USP. 181p. (Teses e Monografias n. 11).

CRUZ, O. - 1975 - Evolução de Vertentes nas Escarpas da Serra do Mar em Caraguatatuba. Anais da Academia Brasileira de Ciência, Rio de Janeiro, 47 (supl):479-490. (Simpósio Internacional sobre o Quaternário).

DEFFONTAINES, P. - 1935 - Regiões e Paisagens do Estado de São Paulo; primeiro esboço de divisão regional. Geografia. São Paulo 1 (2):117-169.

JEMECK, J. - 1972 - Manual of detailed geomorphological mapping. Prague Academie 344 p.

DOMINGUES, E.N. - 1983 - Estudo de Processos Geomorfológicos do Escoamento Fluvial e Evolução de Vertentes na Serra de Cubatão, Serra do Mar-SP. Dissertação de Mestrado, 153p.

ERREIRA, M.C. - 1988 - Condicionamento Litoestrutural e na Rede de drenagem da Província Serrana no Litoral, entre Barra do Sai e Boiucanga. Relatório Final de Graduação IGCE-UNESP, Campus de Rio Claro, SP.

- FREITAS, R.O. - 1944 - Geomorfogênese da Ilha de São Sebastião. Bol. Ass. Geógrafos do Brasil. 4(4):16-30.
- FREITAS, R.O. - 1951a - Ensaio sobre a Tectônica Moderna do Brasil. Boletim FFCL-USP. Geologia. São Paulo, 6:1-120.
- FREITAS, R.O. - 1951b - Ensaio sobre o Relevo Tectônico do Brasil. Revista Brasil de Geografia. Rio de Janeiro (2):171-222.
- FREITAS, R.O. - 1951c - Relevos Policíclicos na tectônica do Escudo Brasileiro. Bol. Paulista de Geografia. São Paulo (7):3-19.
- FULFARO, V.J.; SUGUIDI, K. e PONÇANO, H.L. - 1974 - A gênese das planícies costeiras Paulistas. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 28 Porto Alegre. Anais. São Paulo, SBG. v. 3p. 37-42.
- FULFARO, V.J. et alii - 1976 - Escorregamentos de Caraguatatuba; expressão atual e registro na coluna sedimentar da planície costeira adjacente. In: Congresso Bras. Geol. Eng. 1. Anais. Rio de Janeiro. ABGE. v.2, p. 341-350.
- GARCIA, J.P.M. - 1988 - Caracterização Morfológica e Dinâmica Atual entre as Planícies Costeiras do Estado de São Paulo entre Barra do Sahy e Boicucanga. Relatório Final de Graduação IGCE-UNESP. Campus de Rio Claro. SP. 55p.
- HASUI, Y, - 1967 - Geologia das Formações Cretáceas do Oeste de Minas Gerais. Tese. Escola Politécnica USP. São Paulo.

HASUI, Y, - 1973 - Tectônica da Área das Falhas de São Roque e Pilar do Sul. São Paulo, Instituto de Geociências-USP. Tese.

HASUI, Y. e SADOWSKI, G.R. - 1976 - Evolução geológica do pré-cambriano na região sudeste do Estado de São Paulo. R. Bras. Geoc., São Paulo, 6(3):180-200.

HASUI, Y. et alii - 1977 - As grandes falhas do Leste paulista. In: Simpósio de Geologia Regional, 1 São Paulo, 1977. Atas... São Paulo, S.B.G. 1:369-380.

HASUI, Y et alii - 1977 - Compartimentações Geomorfológicas do Planalto Atlântico do Leste Paulista. In: Simpósio de Geologia Regional, 1 São Paulo, 1977. Atas... São Paulo, S.B.G. 1977. 1:153-263.

HASUI, I. e PONÇANO, W.L. - 1978 - Geossuturas e sismicidade no Brasil. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA DE ENGENHARIA, 1, São Paulo, 1978. Anais... São Paulo, ABGE. v.1, p.391-338.

HASUI, I.; GIMENEZ, A.F.; e MELO, M.S. de - 1978 - Sobre as bacias tafrogênicas continentais do Sudeste Brasileiro. In: Congresso Brasileiro de Geologia, 30. Recife. Anais. v.4. p. 382-391.

HASUI, Y. et alii - 1978 - Os falhamentos e a Sismicidade natural da Região das Serras da Mantiqueira e do Mar. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA DE ENGENHARIA, 2. São Paulo, 1978. Anais. São Paulo, ABGE. v.1, p. 353-357.

INSTITUTO DE PESQUISAS TECNOLÓGICAS DO ESTADO DE SÃO PAULO - 1971 -  
Mapeamento Geológico dos Reservatórios das Barragens do Rio Cubatão  
(fase de viabilidade técnica). São Paulo. (IPT: Relatório 6246).

INSTITUTO DE PESQUISAS TECNOLÓGICAS DO ESTADO DE SÃO PAULO - 1972 -  
Estudos Geológicos e geotécnicos da área de interesse das variantes  
7 e 8 do traçado da Rodovia Salesópolis-Litoral Norte. São Paulo.  
(IPT: Relatório 6685).

INSTITUTO DE PESQUISAS TECNOLÓGICAS DO ESTADO DE SÃO PAULO - 1974 -  
Estudos Geológicos e geotécnicos para implantação da Usina Reversível  
de Caraguatatuba, SP. São Paulo. (IPT: Relatório 7661).

INSTITUTO DE PESQUISAS TECNOLÓGICAS DO ESTADO DE SÃO PAULO - 1977 -  
Geologia da Região Administrativa 3 do Estado de São Paulo. (IPT:  
Relatório 9720).

INSTITUTO DE PESQUISAS TECNOLÓGICAS DO ESTADO DE SÃO PAULO - 1978 -  
Levantamento das condicionantes do meio físico e estabelecimento de  
critérios normativos para a ocupação urbana dos Morros de Santos e  
São Vicente. (Carta Geotécnica). São Paulo. (IPT: Relatório 11.599).

INSTITUTO DE PESQUISAS TECNOLÓGICAS DO ESTADO DE SÃO PAULO - 1979 -  
Potencial de biomassas vegetais para fins energéticos no Estado de  
São Paulo. São Paulo. (IPT: Relatório 12.868).

INSTITUTO DE PESQUISAS TECNOLÓGICAS DO ESTADO DE SÃO PAULO - 1980 -  
Levantamento e Prognóstico a Respeito do assoreamento dos Reserva-

tórios de Passo Real e Ernestina (RS) e Capivarí (PR) - Avaliações de Assoreamento - Reservatório de Passo Real (RS). São Paulo. (IPT: Relatório 13.985).

INSTITUTO DE PESQUISAS TECNOLÓGICAS DO ESTADO DE SÃO PAULO - 1981a - Estudo de viabilidade técnica-econômica das alternativas no trecho da travessia da Serra do Quilombo. São Paulo. (IPT: Relatório 15.174).

INSTITUTO DE PESQUISAS TECNOLÓGICAS DO ESTADO DE SÃO PAULO - 1981b - Interpretação das Estruturas da Região Pré-Cambriana Paulista através da utilização de imagens de satélites. Relatório Final. São Paulo. (IPT: Relatório 15.565).

INSTITUTO DE PESQUISAS TECNOLÓGICAS DO ESTADO DE SÃO PAULO - 1982 - Estudos geológico-geotécnicos para a caracterização e quantificação de materiais de empréstimo terrosos e granulares para execução de aterros e pavimento da Rodovia P-55, Piaçaguera-Guarujá (trecho Ultrafértil-Guarujá). São Paulo (IPT: Relatório 16.442).

INSTITUTO DE PESQUISAS TECNOLÓGICAS DO ESTADO DE SÃO PAULO - 1983 - Estudo geológico das áreas dos Reservatórios de Itatinga e Itapanhau-SE de Mogi das Cruzes-SP. São Paulo. (IPT: Relatório 18.480).

INSTITUTO DE PESQUISAS TECNOLÓGICAS DO ESTADO DE SÃO PAULO - 1985 - Estudos geológico-geotécnicos e levantamento de condicionantes do meio físico na área de interesse à implantação de barragens e reservatórios no Rio Ribeira (SP e PR) - Fase Inventários. São Paulo



(IPT: Relatório 21.717).

INSTITUTO DE PESQUISAS TECNOLÓGICAS DO ESTADO DE SÃO PAULO - 1986 - Programa Serra do Mar - Levantamentos Básicos nas folhas de Santos e Riacho Grande - Estado de São Paulo. São Paulo. (IPT: Relatório 23.394).

JAIN, V.E. - 1980 - Geotectônica General. Moscou, Editorial Mir. 2v.

KING, L.C. - 1956 - A Geomorfologia do Brasil Oriental. Rev. Bras. Geogr., Rio de Janeiro, 18 (12): 147-265.

KOSMANN, R.O. et alii - 1977 - Modelo da sedimentação halocênica na plataforma continental sul brasileira. In: Evolução sedimentar halocênica da plataforma continental e do talude do Sul do Brasil. Rio de Janeiro, PETROBRAS, Centro de Pesquisas e Desenvolvimento. p. 7-26 (Petrobrás, Projeto Remac, 2).

MARUJO, M.F. - 1988 -. Características Morfológicas e Dinâmica Atual da Serrania Costeira entre Barra do Sai e Boiçucanga. Relatório Final de Graduação IGCE-UNESP. Campus de Rio Claro-SP 65p.

MARTIN, L. e SUGUIO, K. - 1976 - O Quaternário Marinho do Litoral do Estado de São Paulo. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 29, Ouro Preto, 1976. Anais... Ouro Preto, SBG. v.1 p.281-293.

MARTIN, L.; SUGIO, K.; FLEXOR, J.M. - 1979 -. Le Quaternaire marin du litoral brésilien entre Cananéia (SP) et Barra de Guaratiba (RJ).

IGCP/IGUSP/SBG, São Paulo, (Proc. Intern. Symp. Coastal. Evol. Quaternary), 1978, p.96-331.

MARTONNE, E. - 1950 -. Abruptos de Falha e Capturas Recentes; A Serra do Mar de Santos e a "Espinouse". Bol. Geográfico. Rio de Janeiro (83):1283-1287.

MARTONNE, E. de - 1943 - Problemas morfológicos do Brasil Tropical Atlântico. Rev. Bras. Geogr. Rio de Janeiro, 5(4):523-550.

MELO, M.S. e PIRES NETO, A.G. - 1977 - Esboço Geológico da Província Costeira entre as Serras do Juqueriquerê e Parati. In: Simpósio de Geologia Regional, 1. São Paulo, 1977. Atas... São Paulo, S.B.G. 1977, 1:153-263.

MELO, M.S. e PONÇANO, W.L. - 1983 - Gênese, distribuição e estratigrafia dos depósitos cenozóicos no Estado de São Paulo. São Paulo, DM-GA. (IPT. Monografias, 9).

MESCERJAKOV, J.P. - 1968 -. Les concepts de morphostructure et de morphosculture: un nouvel instrument de l analyse geomorphologique. Annales de Geographie. Paris, 77 (423).

MILLIMAN, J.D.; EMERY, K.O. - 1968 - Sea levels during the past 35,000 years. Science. Washington, D.C. (162):1121-1123.

MODENESI, M.C. - 1965 - Memória explicativa da carta geomorfológica

da ilha de Santo Amaro, SP, primeiros estudos. *Aerofotografia*, São Paulo, 2:1-15.

MONBEIG, P. - 1949 - A Divisão Regional do Estado de São Paulo. *An. Assoc. Geogr. Bras.*, São Paulo, 1:19-30.

MORAES REGO, L.F. - 1930 - A geologia do Petróleo no Estado de São Paulo. *Bol. Serv. Geol. Min. Rio de Janeiro* (46):110.

MORAES REGO, L.F. de - 1932 - Notas sobre a geomorfologia de São Paulo e sua genesis. São Paulo, Inst. Astron. Geofísico. 43p.

MOREIRA, A.A.N. - 1969 - Cartas geomorfológicas. *Geomorfologia*, São Paulo (5): 11p.

MOREIRA, A.A.N. - 1977 - Relevo In: FUNDAÇÃO IBGE, Rio de Janeiro. *Geografia do Brasil, região Sul*. Rio de Janeiro.

MOUSINHO, M.R. e BIGARELLA, J.J. - 1965 - Movimentos de massa no transporte dos detritos de meteorização das rochas. *Bol. Paran. Geografia*, Curitiba (16/17):43-48.

PAIVA FILHO, A. e PONÇANO, W.L. - 1972 - Geomorfologia aplicada a barragem do Rio Cubatão. In: *Congr. Bras. Geol. 26, Belém. Anais*. v.1, p.245-254.

PENCK, W. - 1953 - *Morphological Analysis of Land Forms: a Contribution to physical geology*. London, Macmillan, p. 429.

PETRI, S. e SUBIO, K. - 1973 - Stratigraphy of the Iguape-Cananéia Lagoonal region sedimentary deposits, São Paulo State, Brazil; Part II: heavy mineral studies, microorganism inventories and stratigraphical interpretations. Bol. IG. São Paulo, 4:71-85.

PIRES NETO, A.G. et alii - 1978 - Carta geomorfológica de Ubatuba. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA 30, Anais. v.1, p.184-191.

PIRES NETO, A.G. et alii - 1979 - Carta geomorfológica dos Morros de Santos e São Vicente. In: Simpósio Regional de Geologia, 2, Rio Claro. Atas. Rio Claro, SBG-SP. v.2, p.279-290.

PONÇANO, W.L. et alii - 1979 - O conceito de sistemas de relevo aplicado ao mapeamento geomorfológico do Estado de São Paulo. In: SIMPOSIO REGIONAL DE GEOLOGIA, 2, Rio Claro, 1979. Anais... São Paulo, SBG. Núcleo de São Paulo. v.2, p.253-262.

PONÇANO W.L. et alii - 1981 - Mapa Geomorfológico do Estado de São Paulo; escala 1:500.000. São Paulo, DMGA. (IPT. Monografias, 5).

PRANDINI, F.L. et alii - 1980 - Carta Geotécnica dos Morros de Santos e São Vicente. Condicionantes do meio físico para o planejamento da ocupação urbana. São Paulo, IPT, 31p. (Monografia 3) (Publicação IPT 1153).

QUEIROZ NETO, J.P. - 1969 - Interpretação dos solos da Serra de Santana para fins de classificação. Tese de Doutorado. Escola Superior de Agricultura Luiz de Queiroz/USP. Piracicaba-SP.

- ADAMBRASIL - 1983 - Levantamento de Recursos Naturais. Folhas SF 3/24. Rio de Janeiro/Vitória. Vol 32. Rio de Janeiro. 780p.
- ICCOMINI, C. - 1989 - O Rift Continental do Sudeste do Brasil. Tese e Doutorado. USP/IG. São Paulo.
- JEG, P. - 1974 - Geology and structure of a portion of the Serra do Mar in Eastern São Paulo, Brasil. Binghamton. (Tese, State University of New York).
- RODRIGUES, J.E. - 1976 - O falhamento transcorrente de Jacutinga. São Paulo. Inst. Geoc. USP. 44p. Tese.
- RUELLAN, F. - 1944 - Aspectos Geomorfológicos do Litoral Brasileiro no trecho compreendido entre Santos e o Rio Doce. Bol. Ass. Geog. Bras. 5:6-12. São Paulo.
- SADOWSKI, G.R. - 1974 - Tectônica da Serra de Cubatão. São Paulo. Inst. Geoc. USP. Tese.
- SEIXAS, S.S.M. e SILVA, J.N. - 1976 - Projeto Mantiqueira-Furnas. Relatório Final de DNPM - CPRM. Belo Horizonte.
- SUGUIDO, K. e MARTIN, L. - 1975 - Brazilian Coastline Quaternary Formations; The States of São Paulo and Bahia Litoral Zone Evolutive Schemes. In: International Symposium on Continental Margins of Atlantic Type, São Paulo. An. Acad. Bras. Cinc. Rio de Janeiro, 48 (Supl.):325-334.

SUGUIO, K. e MARTIN, L. - 1976 - Mecanismos de Genese das Planícies Sedimentares Quaternárias do Litoral do Estado de São Paulo. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 25, Ouro Preto, 1976. Anais... Ouro Preto, SBG. v.1. p.295-305.

SUGUIO, K. e MARTIN, L. - 1978a - Formações quaternárias marinhas do litoral paulista e sul fluminense. São Paulo, 1978. Special Publication. São Paulo, IGCE/CGUSP SBG (1) (International symposium on coastal Evolution in the Quaternary).

SUGUIO, K. e MARTIN, L. - 1978b - Mapas Geológicos 1:100.000 cobrindo a Costa Paulista. São Paulo. DAEE.

SUGUIO, K. e PETRI S. - 1973 - Stratigraphy of the Iguape Cananéia Lagoonal region sedimentary deposits, São Paulo State, Brazil; Part I: field observations and grain size analysis. Bol. IG. São Paulo, 4:1-20.

TRICART, J. - 1959 - Divisão Morfoclimática do Brasil Atlântico Central. Bol. Paulista de Geografia. São Paulo (31):3-44.

MORFOGRAFIA	MORFOMETRIA			CONSTITUIÇÃO	MORFODINÂMICA	
	TIPOS DE RELEVO	Amplitudes m	Declividade %			Altitudes m
EROSIVOS DENUDACIONAIS	Md Morros Dissecados	100 a 180	33 a 53	800 a 950	migmatitos heterogêneos (PSeM)	Alta intensidade de processos erosivos, ocorre generalizadamente: . ravinamento, reentalhe de drenagem . rastejo . escorregamentos rotacionais, translacionais e quedas de blocos
	MCR Morros e Cristas	80 a 200	27 a 38	Variável	migmatitos homogêneos (AcM) granitos (PS <sub>3</sub> C)	
	Ms Morros Paralelos, Cristas Assimétricas	70 a 220	20 a 53	Variável	rochas cataclásticas, xistos (PSPx), migmatitos heterogêneos (PSeM) e granitos (PS <sub>3</sub> C)	
	MSMH Morros, Seras e Montanhas	100 a 420	25 a 66	De 1000 a 1500m	granitos (PS <sub>3</sub> C) migmatitos homogêneos (AcM) migmatitos heterogêneos (PSeM)	
	MH Montanhas	150	40 a 60	De 0 a 1300	migmatitos homogêneos (AcM) rochas alcalinas (K <sub>3</sub> a)	
	Mpd Morros, Pedimentos e Dep. Associados	60 a 120	15 a 45	De 0 a 350	migmatitos homogêneos (AcM)	
TRANSIÇÃO	Ea Escarpas em Anfiteatro	400 a 1000	5 a 55	600 a 1000	migmatitos homogêneos (AcM) granitos (PS <sub>3</sub> C) granulitos (Ach)	Máxima intensidade de processos erosivos: . rastejo e escorregamento translacional generalizado . escorregamento rotacional e queda de blocos . entalhe e transporte fluvial torrencial
	Ee Escarpas em Espigões	600 a 900	15 a 35	600 a 900	granitos e granitóides (AS <sub>3</sub> C) migmatitos homogêneos (AcM) rochas cataclásticas	
DEPOSIÇÃO OU AGRADAÇÃO	Tm Terraço	-	5	8 a 18	areias finas, com cimentação orgânica e ferruginização (Qc)	Baixíssima intensidade de processos erosivos
	Pmc Planície Marinha com cordões	-	5	1 a 8	areias finas quartzosas, camadas de argila siltosa, cinza negra plástica (Qm)	Moderada intensidade de processos: predomina deposição próximo a escarpa . entalhe lateral e vertical de canal fluvial . inundações periódicas
	Pfm Planície Flúvio-Marinha	-	5	1 a 8	argila, argila siltosa, areias muito fina e fina, rico em matéria orgânica (Qm)	
	Pm Planície de Maré	-	-	1,5	argila, argila siltosa, areias muito fina e fina, rico em matéria orgânica (Qm)	. inundações diárias pela maré . migração de canais . deposição intensa de fino
	Pi Planície de Inundação	-	-	0,5 a 12	Areias finas e médias, camadas de argila, matéria orgânica (Qa)	Moderada intensidade de processos: alternam-se erosivos e deposicionais . entalhe vertical e lateral do canal . deposição em barras e por decantação durante as cheias
Pf Planície Fluvial	-	-	Variável	areias, grânulos, seixos e camadas silto-argilosas (Qa)		

CONVENÇÕES					
RUPTURA DE DECLIVE POSITIVA	TTTTTTTT	LIMITES DE TIPO DE RELEVO	LIMITES DE MORFOESTRUTURA	INTERFLUVIOS ESTREITOS OU ROCHOSOS	
RUPTURA DE DECLIVE NEGATIVA	V V V V			COSTÕES ROCHOSOS	
ESCARPA EROSIVA	▽▽▽▽			REMANESCENTE DE SUPERFÍCIE EROSIVA Pd <sub>3</sub>	
ESCARPA DE LINHA DE FALHA	▽▽▽▽			SUBNIVELAMENTO REMANESCENTE DA PEDIPLANAÇÃO Pd <sub>3</sub>	
DRENAGEM	.....			SUBNIVELAMENTO ASSOCIADO A PEDIPLANAÇÃO Pd <sub>1</sub>	
INDIFERENCIADO	-----			SUBNIVELAMENTO RESULTANTE DA SUPERPOSIÇÃO DE FASES DE PEDIPLANAÇÃO	

COMPARTIMENTAÇÃO MORFOESTRUTURAL	
SERRA DO QUEBRA GANGALHA	1
SERRA DO CAMPO GRANDE	2
SERRA DOS MONOS	3
SERRA DO JAMBEIRO	4
VALE DO PARAITINGA	5
ALTO TIETÊ - PARAIBUNA	6
MOJI DAS CRUZES	7
UBATUBA	8
JUQUERIKERÊ	9
JURUBATUBA	10

BASE TOPOGRÁFICA

RIOS

REPRESAS

COTAS ALTIMÉTRICAS 1245

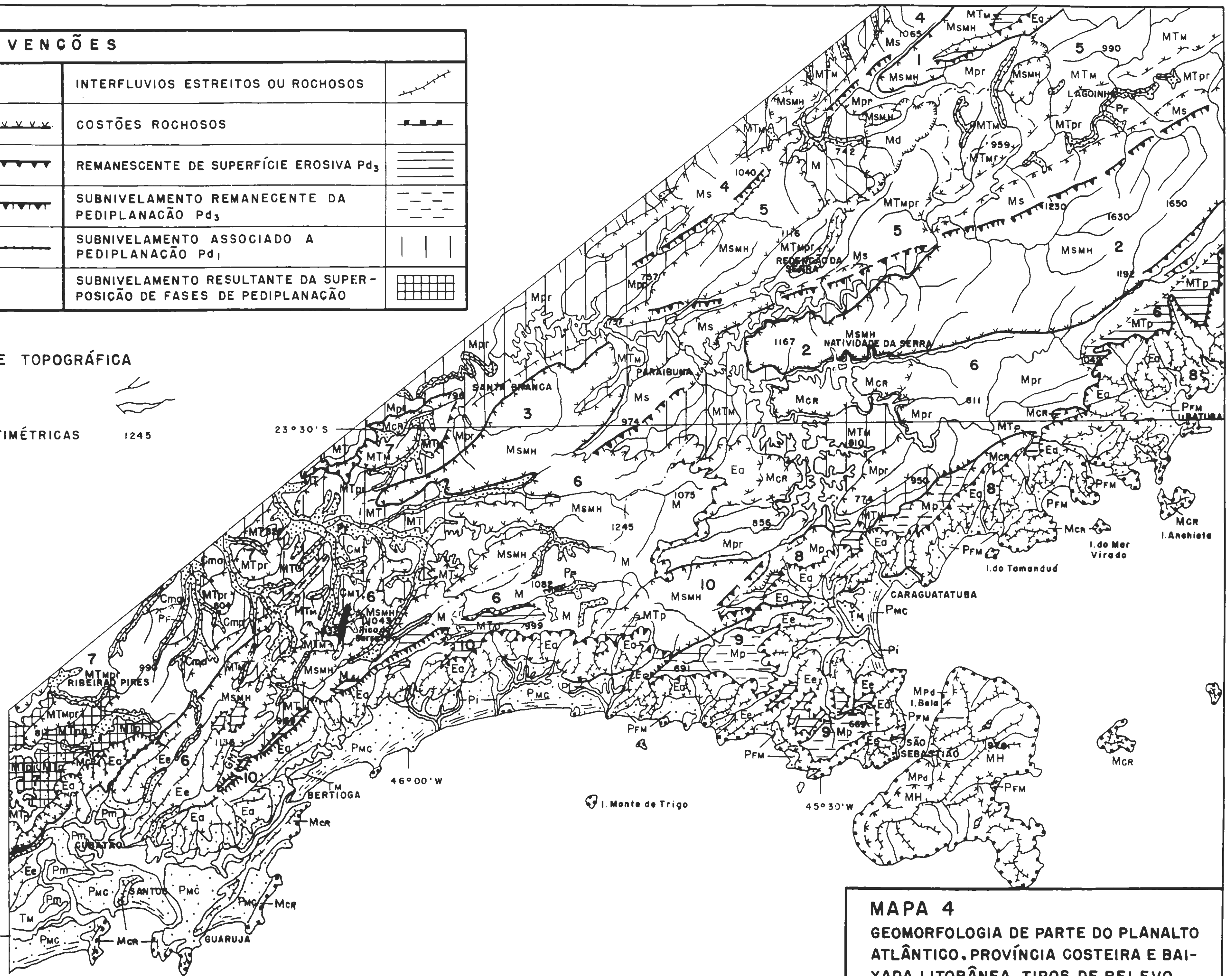
ESCALA 1:500 000

0 10 20 30 40 km

DOCUMENTAÇÃO BÁSICA

FOLHA TOPOGRÁFICA SF-23-Y-D. SANTOS

ESCALA 1:250.000 IBGE (1976)



MAPA 4  
 GEOMORFOLOGIA DE PARTE DO PLANALTO ATLÂNTICO. PROVÍNCIA COSTEIRA E BAIXA LITORÂNEA. TIPOS DE RELEVO.

A digitalização deste documento foi possível graças ao investimento do Programa de Pós-graduação em Geografia Humana (PPGH-FFLCH-USP) e realizada com recursos da Coordenação de Aperfeiçoamento de Pessoal de Nível Superior - Brasil (CAPES) - Código de Financiamento 001. Essa ação integra as atividades de comemoração dos 50 anos do PPGH no ano de 2021. Para mais informações sobre o PPGH e sua história, visite a página do programa: <http://ppgh.ffeilch.usp.br/>.

